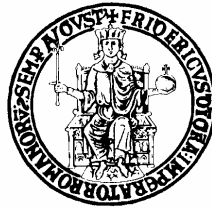


UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI NAPOLI  
FEDERICO II



Dottorato di Ricerca in Valorizzazione e Gestione  
delle Risorse Agro-Forestali

XXII CICLO

Tesi per il conseguimento del titolo  
Dipartimento di Ingegneria Agraria ed Agronomia del  
Territorio

***Parametrizzazione di modelli idrologici per  
la gestione dei sistemi agro-forestali***

**Coordinatore**

Chiar.<sup>mo</sup> Prof. Antonio Cioffi

**Candidata**

Dott.ssa Francesca Ceres

**Tutor**

Chiar.<sup>mo</sup> Prof. Ing. Nunzio Romano

***Novembre 2009***

*L'acqua imprigionata nel grembo della terra,*

*la terra non la trova.*

*Quando funge da lei nel lontano cielo,*

*e le tenebrose nubi tracciano lassù misteriosi*

*disegni*

*la terra non la trova.*

*Allora il tuono la percuote col fuoco del dolore*

*e la tempesta gemendo la spinge in tutte le direzioni.*

*Il tesoro che un tempo era così vicino*

*torna nuovamente al cuore.*

*In lacrime essa giunge diluviando,*

*e la terra infine la trova.*

*[Gibran Kahlil Gibran – Il profeta (tratta da un'opera non  
segnalata)]*

# **Ringraziamenti**

*Onestamente non sono mia stata brava a fare discorsoni.....e non penso di aver imparato prima di mettermi a scrivere questa pagina. Con queste poche righe voglio cercare di mostrare tutta la gratitudine che provo verso le persone che in questo triennio hanno contribuito al raggiungimento di questo mio traguardo.*

*Scrivere questa Tesi di Dottorato per me è stato molto lungo e faticoso, ma al contempo ha contribuito in modo determinante alla mia crescita professionale.*

*Per questi motivi desidero innanzitutto ringraziare il Prof. Ing. Nunzio Romano, tutor della sottoscritta, per aver seguito con grande puntualità la mia formazione, particolarmente preziose sono risultate le sue indicazioni e le aperture di ricerca, con le quali sono stata costantemente guidata nell'elaborazione di questa tesi. Indubbiamente un ruolo in primo piano spetta all' Ing. Giovanni Battista Chirico per il suo sostegno scientifico e per la sua dedizione al lavoro è stata sicuramente di esempio per la sottoscritta*

*Meritano un ringraziamento particolare tutte le persone che hanno seguito il mio percorso di inserimento nel Laboratorio di Idrologia del Suolo. Mi riferisco sicuramente a Paola, una persona e un tecnico formidabile da tutti i punti di vista. Con lei Mario che, nonostante i suoi mille impegni, ha sempre trovato il tempo ( e la pazienza) per ascoltarmi. Inoltre, non posso non citare Benedetto (o Fabrizio) per l'assistenza fornita durante le prove di laboratorio e l'installazione della stazione sperimentale.*

*“L'amico programmatore” Massimo Nicolazzo per i suoi preziosi consigli e la semplicità con la quale ha saputo trasmettermi parte delle sue conoscenze specialistiche nonché per l'amichevole disponibilità dimostrata in ogni occasione.*

*Non dimenticherò mai i vivissimi scambi di opinione e di esperienze condivisi con Paolo, compagno di dis-avventura, e Melania per i frequenti e costruttivi confronti di idee, sia sul piano lavorativo che su quello umano.*

*Loredana e Valeria per avermi pazientemente supportato e sopportato durante il mio lungo periodo di tesi, Angela R. e Rosanna per il sostegno morale mi hanno aiutato ed incoraggiato nei momenti più difficili*

*Rimarrà in me il piacevole ricordo di questi 3 anni che ho trascorso “a tempo pieno” in questo dipartimento e per aver trovato quasi sempre professori disponibili al dialogo, qualità non da tutti. In modo particolare desidero ringraziare quei docenti che hanno contribuito, con consigli e suggerimenti, al raggiungimento di questo traguardo.*

*Grazie a tutti.*

*Francesca Ceres*

# Indice

|  |           |
|--|-----------|
| Riassunto .....  | 8         |
| Abstract .....   | 9         |
| <b>1 Capitolo .....</b>  | <b>11</b> |
| 1.1 Introduzione .....   | 11        |
| 1.1.1 Motivazione dello studio: sviluppare modelli per la valutazione delle dinamiche di degrado del suolo in ambienti mediterranei, associate a variazioni di uso del suolo per azione antropica e cambiamenti del clima..... | 11        |
| 1.1.2 Obiettivi specifici: individuazione dei criteri per una idonea parametrizzazione di modelli idrologici in relazione al tipo di problema.....   | 16        |
| Bibliografia.....  | 18        |
| <b>2 Capitolo .....</b>  | <b>20</b> |
| 2.1 Richiami sulle proprietà e sui processi dell'Idrologia del Suolo .....   | 20        |
| 2.1.1 Premessa .....   | 20        |
| 2.1.2 Contenuto di acqua nel suolo .....   | 21        |
| 2.1.2.1 Metodi diretti .....   | 24        |
| Termo-gravimetrico .....   | 24        |
| 2.1.2.2 Metodi indiretti .....   | 25        |
| Neutronico .....   | 25        |
| Riflettometria nel dominio del tempo (TDR, Time Domain Reflectometry).....   | 26        |
| Remote Sensing.....  | 28        |
| 2.1.3 Potenziale dell'acqua nel suolo.....   | 29        |
| Principio di funzionamento dei Tensiometri .....   | 33        |
| 2.1.4 Curva di ritenzione idrica del suolo.....  | 34        |
| Vasche di suzione.....   | 38        |
| 2.1.5 Idrodinamica del suolo.....  | 40        |
| 2.1.5.1 Moto dell'acqua nel suolo saturo .....   | 40        |
| 2.1.5.2 Moto dell'acqua nel suolo non saturo .....   | 41        |
| 2.1.5.3 Metodi di misura della conducibilità idraulica .....   | 43        |
| Permeometro a pressione costante e variabile.....  | 44        |
| 2.1.6 Curva di conducibilità idraulica del suolo .....   | 45        |
| 2.2 Principali processi idrologici che controllano la risposta idrologica del suolo .....  | 46        |
| 2.2.1 Intercettazione fogliare.....  | 47        |
| 2.2.2 Evapotraspirazione .....   | 50        |
| 2.2.2.1 L'evapotraspirazione potenziale .....  | 52        |

|  |           |
|--|-----------|
| Stima dell'evaporazione potenziale con l'equazione di Penman.....                                  | 52        |
| Stima dell'evaporazione potenziale con formule empiriche .....                                     | 55        |
| 2.2.2.2 L'evapotraspirazione effettiva.....  | 57        |
| 2.2.2.3 Evaporazione effettiva da suolo nudo.....  | 57        |
| 2.2.2.4 Traspirazione effettiva .....  | 58        |
| 2.2.3 Ruscellamento superficiale, infiltrazione e ridistribuzione del<br>suolo .....               | 63        |
| 2.2.3.1 I meccanismi di formazione del ruscellamento superficiale ....                             | 66        |
| 2.2.3.2 Modelli di Infiltrazione per superamento della capacità di<br>assorbimento del suolo ..... | 68        |
| Il modello di Philip.....  | 68        |
| Il Modello di Horton.....  | 69        |
| 2.2.3.3 Modelli concettuali .....  | 70        |
| Il Modello dell'indice $\Phi$ .....  | 70        |
| Il modello di Green - Ampt.....  | 70        |
| 2.2.3.4 La stima del ruscellamento superficiale .....  | 72        |
| 2.2.3.5 Ridistribuzione del suolo .....  | 73        |
| 2.3 Il bilancio idrologico.....  | 74        |
| Bibliografia.....  | 79        |
| <b>3 Capitolo .....</b>  | <b>87</b> |
| 3.1 Modellizzazione e parametrizzazione dei processi dell'Idrologia del<br>suolo .....             | 87        |
| 3.1.1 Dinamica dell'acqua nel suolo: quale livello di complessità è<br>appropriato? .....          | 91        |
| 3.1.2 Approccio semplificato: il modello "bucket" .....  | 95        |
| 3.1.2.1 Struttura e parametrizzazione dei modelli bucket.....                                      | 97        |
| La capacità idrica di campo .....  | 97        |
| L'acqua disponibile.....   | 104       |
| 3.1.3 Approccio complesso: l'equazione di Richards .....   | 108       |
| 3.1.3.1 Struttura e parametrizzazione dei modelli basati sull'equazione<br>di Richards .....       | 109       |
| 3.1.3.2 Funzione di ritenzione idrica e sua parametrizzazione .....                                | 109       |
| Il modello di van Genuchten .....  | 109       |
| Il modello di van Genuchten con $n, m$ indipendenti .....  | 111       |
| Il modello di van Genuchten con $n \cdot m =$ costante .....                                       | 113       |
| Determinazione della curva di distribuzione delle dimensioni dei pori<br>.....                     | 114       |
| Il modello di Brooks e Corey.....  | 116       |
| Confronto tra il modello di van Genuchten e Brooks e Corey .....                                   | 118       |
| 3.1.3.3 Funzione di conducibilità idraulica e sua parametrizzazione                                | 120       |

|   |            |
|---|------------|
| Il modello di Mualem per la conducibilità idraulica.....  | 121        |
| Modello di Mualem con $h(\Theta)$ espresso con il modello di van Genuchten .....  | 121        |
| Modello di Mualem con $h(\Theta)$ espresso con il modello di Brooks e Corey .....   | 123        |
| Il modello della conducibilità idraulica di Burdine .....   | 124        |
| Modello di Burdine con $h(\Theta)$ espresso con il modello di van Genuchten .....   | 125        |
| Modello di Burdine con $h(\Theta)$ espresso con il modello di Brooks e Corey .....  | 125        |
| Il modello di Campbell (1974) .....   | 127        |
| Osservazioni sui modelli parametrici della conducibilità idraulica del suolo .....  | 128        |
| Bibliografia.....   | 130        |
| <b>4 Capitolo .....</b>   | <b>139</b> |
| 4.1 Considerazioni sulla stima della capacità idrica di campo ( $\theta_{clc}$ ) in suoli uniformi e stratificati.....                          | 139        |
| 4.2 Metodologia proposta.....   | 140        |
| 4.3 Risultati .....   | 143        |
| Bibliografia.....   | 151        |
| <b>5 Capitolo .....</b>   | <b>154</b> |
| 5.1 Parametri utilizzati nel confronto .....  | 154        |
| 5.1.1 Parametri specifici del modello bucket .....  | 158        |
| 5.1.2 Parametri specifici del modello Richards .....  | 160        |
| 5.1.3 Differenze tra i Modelli.....   | 161        |
| 5.1.4 Risultati.....  | 162        |
| 5.1.4.1 Le funzioni di densità di probabilità (probability density function, pdf).....  | 162        |
| 5.1.4.2 Confronto funzionale tra i modelli .....  | 163        |
| Bibliografia.....   | 167        |
| <b>6 Conclusioni.....</b>   | <b>169</b> |
| Allegato A- Le funzioni di densità di probabilità (probability density function, pdf).....  | 172        |
| Allegato B- Andamento temporale giornaliero del grado di saturazione (s), della traspirazione e del drenaggio nei primi tre anni simulati. .... | 176        |

|   |     |
|---|-----|
| Allegato C- Andamento temporale giornaliero medio del grado di saturazione (s), della traspirazione e del drenaggio per le 100 simulazioni.<br>.....                                      | 180 |
| Allegato D- Confronto quantitativo tra il modello bucket e il modello Richards nel predire il grado di saturazione, la traspirazione e il drenaggio attraverso gli indici statistici..... | 184 |

## Riassunto

L'obiettivo generale del progetto di tesi si propone di sviluppare strumenti per una valutazione quantitativa delle dinamiche spaziali e temporali dei principali processi idrologici che evolvono nel sistema suolo-vegetazione-atmosfera (SVA) alla scala locale (scala di pèdon o di campo). Lo studio è strutturato in modo da affrontare due aspetti fondamentali del problema: mettere a punto tecniche per una idonea parametrizzazione dei modelli di simulazione del bilancio idrologico con particolare riferimento alle caratteristiche ambientali degli ecosistemi mediterranei; implementare e confrontare modelli idrologici che schematizzano i processi in gioco con diverso grado di complessità.

Con particolare riferimento alle simulazioni del moto dell'acqua nel suolo, ci si è innanzi tutto soffermati sulla descrizione del processo tramite la ben nota equazione di Richards e che richiede la conoscenza delle funzioni di ritenzione idrica  $\theta(h)$  e di conducibilità idraulica  $K(\theta)$  del mezzo poroso. Per i modelli più semplificati, invece, sono stati analizzati criticamente i criteri tradizionalmente proposti per stimare la capacità idrica di campo  $\theta_{CIC}$ , al fine di evidenziarne i limiti di applicabilità soprattutto in relazione alle diverse classi di tessitura dei suoli e alle condizioni di stratificazione verticale dei profili. In questa tesi si è verificata l'efficacia del criterio di determinare il parametro  $\theta_{CIC}$  monitorando in campo un processo di redistribuzione dell'acqua, che evolve a partire da un profilo di suolo interamente inumidito da una fase preliminare di infiltrazione, fin quando i flussi di drenaggio al contorno inferiore diventano praticamente trascurabili.

Per i profili di suolo uniformi, i valori di capacità idrica di campo determinati con il criterio proposto e utilizzando l'equazione di Richards sono stati innanzi tutto confrontati con quelli che si ottengono con la pratica semplificata di calcolare  $\theta_{CIC}$  come quel contenuto di acqua nel suolo per un assegnato valore del potenziale matriciale  $h$  (in genere  $h=-1/3$  bar). I risultati ottenuti evidenziano come stime rispondenti della capacità idrica di campo si ottengono solo selezionando opportunamente il potenziale  $h$  in relazione alla tessitura del suolo in esame. Nel caso di profili di suolo stratificati, invece, i risultati mostrano che le eterogeneità verticali possono avere una influenza, spesso anche significativa, sul valore di  $\theta_{CIC}$ . In particolare, si è riscontrato che la  $\theta_{CIC}$  può dipendere in modo marcato dalla



funzione di conducibilità idraulica del suolo degli strati più vicini al limite inferiore del profilo di suolo stratificato considerato.

Una seconda parte dello studio è dedicata al confronto fra le simulazioni del bilancio idrico del suolo ottenute utilizzando modelli idrologici di diversa complessità: i risultati di un modello basato sull'equazione di Richards sono confrontati con quelli che derivano da un modello semplificato, tipo "bucket", che si basa essenzialmente sul concetto di immagazzinamento di acqua nel suolo fra i limiti di capacità di campo e di punto di appassimento. Si è riscontrata la notevole influenza esercitata dalle stagionalità climatiche caratteristiche degli ambienti mediterranei sulle dinamiche del contenuto di acqua nel suolo negli strati più superficiali del profilo. In particolare, la variabilità della precipitazione all'interno della stagione di ripresa vegetativa e della fase dormiente è responsabile di differenti regimi traspirativi e di evoluzioni del contenuto d'acqua nel suolo caratterizzati da specifici andamenti. Durante la stagione di ripresa vegetativa, il principale fattore di controllo è rappresentato dall'andamento della traspirazione rispetto alle precipitazioni, che assumono valori poco elevati. Nella stagione dormiente, il principale fattore di controllo è invece rappresentato dall'andamento della precipitazione.

## **Abstract**

This thesis aims at developing appropriate tools for a quantitative description of space-time dynamics of the main hydrological processes evolving in the soil-vegetation-atmosphere (SVA) system at a local scale (pedon or field scales). In this study we discuss two basic aspects of the problem: (i) to set-up techniques for a suitable parameterization of hydrologic models with a particular reference to the environmental conditions of the Mediterranean ecosystems, (ii) to implement and compare simulation models that describe the various processes with different levels of complexity.

The techniques traditionally proposed for evaluating the field water capacity,  $\theta_{FWC}$ , have been critically analyzed in order to highlight their limitations, especially with respect to the texture classes of soils and the vertical layering of the soil profiles. Regarding uniform soil profiles, the water content at field capacity as determined by using the Richards equation has been compared to the simplified practice of calculating  $\theta_{FWC}$  as the soil water content at a given value of the matric pressure head,  $h$

(usually  $h=-1/3$  bar). The results obtained show that appropriate field capacity values are obtained only by selecting the matric pressure head  $h$  appropriately in relation to the soil texture. Instead, in case of layered soil profiles, the vertical heterogeneities can affect the  $\theta_{FWC}$  value, even in a remarkable manner. Specifically, this study has shown that  $\theta_{FWC}$  can significantly depend on the hydraulic conductivity characteristic of the soil near the lower boundary of the layered soil profile.

A section of the study then focused on comparisons between simulations of water balance obtained using different hydrological models. Simulations from models that use the Richards equation or simplified bucket-type models have been compared. It is shown that the climatic seasonality, typical of the Mediterranean environments, exerts on the dynamics of surficial water contents in the soil. Rainfall variability during the vegetative season and that one evolving during the quiescent phase is responsible for different transpiration conditions and for evolutions of the water content in the soil characterized by specific trends. During the vegetative season, major controlling factors are the transpiration trend with respect to rainfall which assumes low values. During the quiescent season, on the other hand, the main controlling factor is rainfall trend.

# 1 Capitolo

## 1.1 Introduzione

### 1.1.1 Motivazione dello studio: sviluppare modelli per la valutazione delle dinamiche di degrado del suolo in ambienti mediterranei, associate a variazioni di uso del suolo per azione antropica e cambiamenti del clima.

La Campania, come altre aree mediterranee, risulta interessata da potenziali fenomeni di degrado delle risorse naturali, che conducono nei casi estremi alla perdita di suolo. La degradazione del suolo negli ambienti aridi, semi-aridi e sub-umidi del Mediterraneo, è tra le più gravi urgenze ambientali, dovuta a differenti fattori, incluse le variazioni climatiche e le attività antropiche (UNCED, *United Nations Conference on Environment and Development*, 1992; Lopez Bermudez & Albaladejo, 1990; Naveh, 1995). Essa viene definita come il processo che porta ad una riduzione irreversibile della capacità del suolo di produrre risorse e servizi (FAO-UNEP-UNESCO, 1979). La degradazione ha inizio in aree limitate e procede a macchia, subendo brusche accelerazioni durante i periodi particolarmente asciutti. Tale fenomeno non deve essere considerato soltanto allo stadio finale, bensì in quel complesso processo innescato ed alimentato dalla combinazione di un insieme di fenomeni a carico del suolo, quali: la deforestazione (Aru, 1995), il sovrappascolamento, le tecniche di lavorazione del suolo, la riduzione della sostanza organica, la degradazione della struttura del suolo, le irregolarità del regime idrico, ruscellamento superficiale, salinizzazione, erosione e frane superficiali (Santini & Romano, 2001).

L'urgenza di affrontare il problema della degradazione del suolo è dovuta al fatto che il processo di perdita globale delle risorse produttive del territorio ha molteplici effetti. Per quanto attiene alle conseguenze sull'ambiente essa contribuisce in maniera determinante alla riduzione della biodiversità, oltre che della produttività globale. Da un punto di vista socio-economico, invece, la degradazione del suolo può causare instabilità economica e politica, impedendo il raggiungimento di uno sviluppo sostenibile nelle aree e nei paesi interessati e sottoponendo a forti pressioni l'economia.

Le cause del fenomeno sono riconducibili a una combinazione dei seguenti elementi:

fragilità ecologica intrinseca del sistema territoriale;

sfruttamento delle risorse del territorio superiore alle sue capacità naturali;

condizioni climatiche estreme e sfavorevoli.

Il clima mediterraneo, ad esempio, tipicamente caratterizzato da un irregolare regime pluviometrico e da estati calde e asciutte, può costituire un ulteriore elemento di disequilibrio.

Il sovrasfruttamento delle aree montane e boschive per il pascolo e gli incendi sempre più ricorrenti (Mazzoleni, 1989) sono due evidenti esempi di una gestione del territorio disattenta, irrazionale e priva di adeguata pianificazione.

I cambiamenti climatici possono aggravare processi di desertificazione in atto o determinarne le condizioni d'innescio. Si pensi, in tal senso, ad un inasprimento delle condizioni di aridità e/o ad una maggiore frequenza dei fenomeni siccitosi e/o, ancora, ad un aumento del numero di eventi piovosi intensi che, specie su suoli con scarsa copertura vegetale, possono determinare una elevata e rapida degradazione del suolo, per la rimozione meccanica della sua porzione più fertile.

Il concetto di sviluppo sostenibile costituisce uno dei principi fondamentali nella definizione delle future politiche economiche, ambientali e sociali su scala globale, nazionale e regionale. Ogni tipo di attività dell'uomo, sia essa economica, sociale o culturale, dipende dalla qualità delle interrelazioni tra la società e la natura. Oggi sappiamo che la crescita economica di per sé non basta, lo sviluppo è reale solo se migliora la qualità della vita. La relazione della Commissione mondiale per l'ambiente e lo sviluppo del 1987, nota come "*Relazione Brundtland*", il "*V Programma politico e d'azione della Comunità europea a favore dell'ambiente e di uno sviluppo sostenibile*" (1993), il documento Agenda 21 di Rio De Janeiro (1992), concorrono nell'affermare che le attività umane dovrebbero attenersi ad un modello di sviluppo che sostenga il loro progresso nell'intero pianeta, anche per un futuro lontano. In tale contesto lo sviluppo sostenibile è stato definito come "*uno sviluppo che soddisfa le esigenze del presente senza compromettere la possibilità delle future generazioni di soddisfare le proprie*". Lo sviluppo sostenibile presuppone quindi la conservazione dell'equilibrio generale e del valore del patrimonio naturale, la ridefinizione dei criteri e

degli strumenti di analisi dei costi/benefici nel breve, medio e lungo periodo, in modo da rispecchiare le conseguenze e il valore socioeconomico reale dei consumi e della conservazione del patrimonio naturale ed una distribuzione ed un uso più equo delle risorse. I principali propositi che costituiscono la base degli accordi si fondano sulla consapevolezza che anche la più piccola azione locale può incidere sull'effetto globale e sulla presa di coscienza dell'insostenibilità dell'attuale uso-consumo delle risorse naturali e della conseguente necessità di modificarne radicalmente il modello di gestione.

Nell'approccio globale al modo di intendere l'ambiente che questi principi hanno ispirato e nella rinnovata concezione dell'uso delle risorse e del territorio che da essi deriva, viene universalmente riconosciuta la funzione strategica che principalmente ha investito la gestione dell' "acqua" e del "suolo". L'acqua è l'elemento fondamentale che entra in tutti i processi biotici e spesso anche abiotici, e che gioca un importante ruolo nei processi di evoluzione e di perdita del suolo. L'effetto dell'acqua può, infatti, essere ambivalente: se da un lato, ad esempio, consente la vita delle specie vegetali, che ricoprendo il suolo lo proteggono da fenomeni degradativi (grazie all'intercettazione della pioggia, minor compattazione, minor ruscellamento superficiale, minor azione del vento), dall'altro può causare un allontanamento degli orizzonti superficiali, come accade nelle aree mediterranee, dove si stimano ingenti perdite di suolo a causa dei processi idrologici, soprattutto del ruscellamento superficiale. Da ciò emerge la stretta correlazione che lega la conservazione dell'acqua e del suolo.

Attualmente, infatti, queste importanti risorse, a causa dell'attuale modello di sviluppo, da una parte hanno raggiunto uno stadio di delicato equilibrio, regolato da molteplici fattori (inquinamento, salinizzazione, ruscellamento superficiale, deforestazione, sovrasfruttamento) e prossimo, però, ad un punto di non ritorno, dall'altro possono giocare un ruolo vitale nel contrastarne i preoccupanti effetti collaterali, ambientali (mutamenti climatici, riduzione della biodiversità, effetto serra, ecc) e sociali (povertà, denutrizione, sottosviluppo) (Lucci e Poletti, 2004). Per entrambe, pertanto, sono necessarie un'attenzione ed una tutela globale e locale, che, certamente, possono prescindere da uno studio multidisciplinare, dall'impiego di tecnologie avanzate e da una gestione delle risorse di tipo integrato. L'entità e la diffusione del problema sono tali da aver attirato un'attenzione crescente da parte delle Istituzioni legislative, a livello locale,

nazionale ed europeo, le quali stanno correndo ai ripari promulgando importanti atti normativi.

La complessità dei processi idrologici e la necessità di pervenire ad una loro sempre più approfondita comprensione ha spinto la ricerca verso l'impiego di modellizzazione e rappresentazione efficiente dei sistemi naturali. Una tecnica efficace per studiare l'ambiente che ci circonda consiste, infatti, nel costruire opportuni modelli predittivi per ciascun fenomeno di interesse mediante l'analisi ad integrazione dei differenti processi fisici, chimici e biologici che lo determinano.

In generale, i modelli inquadrano le conoscenze in una struttura logica di regole, equazioni e relazioni, consentono di prevedere l'evoluzione dei più disparati sistemi fisici che costituiscono la realtà che ci circonda. Il loro campo spazia da semplici modelli discreti ai più articolati modelli governati da sistemi di equazioni differenziali, fino ai modelli complessi, ai sistemi integrati di modelli di vario tipo.

Per quanto complesso, un modello costituisce la rappresentazione semplificata di un sistema reale, in genere troppo complicato per poter essere descritto in ogni dettaglio; la sua finalità è quella di comprendere l'evoluzione degli aspetti di interesse del sistema stesso, di effettuare simulazioni in tempo reale e di fare affidabili previsioni su futuri scenari o tendenze. Lo sviluppo e la rapida diffusione di strumenti di calcolo sempre più sofisticati ha determinato un sorprendente balzo in avanti della capacità di simulazione, anche in termini quantitativi, dei processi di interesse ambientale. In passato, a causa della limitata potenza di calcolo disponibile, i ricercatori erano costretti a svolgere le ricerche isolando artificialmente i singoli processi pervenendo spesso a semplificazioni eccessive, talvolta inaccettabili e causa di errata valutazione finale. La disponibilità di elaboratori estremamente potenti e lo sviluppo di modelli teorici sempre più raffinati, hanno consentito l'implementazione di modelli estremamente articolati, sia per il numero di entità coinvolte (dati) sia per la complessità delle interazioni considerate, consentendo simulazioni ad un livello dettagliato e una precisione impensabile fino a qualche anno fa. Inoltre, la sostituzione di un sistema reale, non sempre facilmente controllabile, con un modello consente di limitare le sperimentazioni di campo (lunghe, costose ed in alcuni casi non praticabili), nonché di effettuare simulazioni ripetibili e non distruttive pervenendo a risultati di facile interpretazione.

I dati osservati sono comunque necessari per modelli corretti e, viceversa, tali modelli consentono una interpretazione efficace e completa dei dati osservati. Inoltre, una simulazione può suggerire la necessità di nuove sperimentazioni mirate a valutare particolari aspetti del fenomeno in esame.

L'obiettivo generale del progetto di tesi si propone di sviluppare strumenti per una valutazione quantitativa e qualitativa della vulnerabilità del territorio attraverso lo studio delle dinamiche spaziali e temporali dei processi idrologici nel sistema suolo-vegetazione-atmosfera (SVA) a scala di pèdon. Queste problematiche richiedono oggi necessariamente un'analisi quantitativa dei processi che sottendono le dinamiche del sistema SVA e un miglioramento delle conoscenze scientifiche circa gli effetti che i processi idrologici esercitano sulla distribuzione, la struttura ed il funzionamento degli ecosistemi. Fra questi, i processi di moto dell'acqua nel suolo assumono un ruolo importante, soprattutto in quelle zone in cui il contenuto d'acqua nel suolo può rappresentare un elemento di controllo dominante sulla dinamica della vegetazione.

L'approfondimento delle dinamiche idriche costituisce un tema di grande interesse per la comunità scientifica in quanto l'acqua esercita un controllo sui meccanismi di formazione del deflusso superficiale (Merz & Plate, 1997; Manfreda, 2008), sull'innesco di fenomeni franosi (Campbell, 1975; Crosta & Fratini, 2003) e su numerosi processi biologici (Porporato et al., 2003; Sofo et al., 2007). Diversi studi hanno evidenziato come il contenuto di acqua nel suolo sia legato alla sovrapposizione di numerosi processi e risulti fortemente condizionato dalla topografia del terreno, dalla distribuzione spaziale della vegetazione, dalla tessitura e profondità del suolo (e.g., Tromp-van Meerveld & McDonnell, 2005; Rodríguez-Iturbe et al., 2006).

In particolare lo studio è strutturato in modo da affrontare due aspetti fondamentali del problema: predisporre metodologie per una idonea parametrizzazione dei modelli da applicare per la previsione dei processi idrologici alla scala di pèdon in ambiente mediterraneo; implementare e confrontare modelli idrologici, di diversa complessità fisica per la descrizione dei principali processi idrologici nel sistema suolo-vegetazione-atmosfera (SVA).

L'applicazione di modelli idrologici volti alla valutazione e quantificazione dei flussi idrici del suolo costituisce un valido strumento di

supporto in sede pianificatoria, in quanto permette di configurare scenari futuri alternativi da mettere in atto e di testarne gli effetti, per poter poi effettuare un confronto rispetto agli obiettivi previsti.

### **1.1.2 Obiettivi specifici: individuazione dei criteri per una idonea parametrizzazione di modelli idrologici in relazione al tipo di problema.**

L'impiego di modelli idrologici è sovente limitato da un'eccessiva parametrizzazione, con possibili problemi di non unicità della soluzione e incertezza delle previsioni, e con la conseguente necessità di dovere adottare una estrema cautela nel trasferire i risultati delle simulazioni ad utenti finali o tecnici specialisti, in particolare agli enti gestori che devono definire la programmazione degli interventi a difesa degli ecosistemi. Sono ancora relativamente modeste le applicazioni della modellistica idrologica in un contesto operativo e fra le principali cause che possono avere determinato questa situazione sono: lo squilibrio ancora esistente fra la complessità matematica dei modelli e i dati realmente disponibili per una loro corretta implementazione e validazione; l'onerosità della raccolta di dati con i metodi più tradizionali, spesso non compatibile con il bilancio economico degli enti territoriali competenti; la necessità di utilizzare per queste fasi operatori con elevato grado di competenza tecnica.

Questo progetto di Tesi mira a colmare alcune di queste lacune proponendosi come uno strumento efficace ed efficiente per (i) fornire orientamenti nella scelta di quei modelli più idonei in relazione a prefissati obiettivi o strategie e (ii) mettere a punto e sviluppare nuove tecniche per identificare i parametri in ingresso di questi modelli nel modo ottimale e più conveniente possibile.

La fase preliminare dell'attività prevede l'approfondimento della conoscenza degli algoritmi implementati nei modelli e l'esecuzione di un'analisi di sensitività finalizzata ad individuare le informazioni in ingresso che maggiormente influenzano i risultati dei modelli. In seguito, con l'obiettivo di individuare la strategia più efficace per la caratterizzazione idraulica dei suoli, sarà condotta un'applicazione dei modelli selezionati ai casi studio in esame, utilizzando i parametri idraulici desunti attraverso le differenti procedure messe a punto nella fase precedente. Il confronto con



gli andamenti delle variabili di stato consentirà di valutare la strategia di caratterizzazione idraulica più efficace in relazione all'impegno sperimentale richiesto e al livello di attendibilità dei risultati del modello. Tale confronto consentirà quindi di trarre utili indicazioni di carattere applicativo sulla possibilità di considerare l'effettiva struttura spaziale del comportamento idraulico dei suoli nella modellizzazione dei principali processi idrologici.

Obiettivi specifici di questo programma di ricerca sono: 1) effettuare confronti e accrescere le attuali capacità modellistiche di descrivere i processi che evolvono nel sistema SVA, in modo da fornire utili indicazioni per la scelta del modello più idoneo al soddisfacimento di specifici criteri; 2) mettere a punto nuove procedure e metodi di analisi dei dati per migliorare la descrizione dei processi di trasferimento dell'acqua nel sistema SVA, con particolare riferimento alle tecniche per la caratterizzazione delle proprietà idrauliche del suolo.

L'obiettivo #1 in particolare quello di confrontare, in termini di funzionalità idrologica, i risultati ottenuti adoperando due differenti approcci modellistici per la simulazione dei processi nel sistema suolo-vegetazione-atmosfera, al variare del grado di dettaglio della caratterizzazione idraulica di base. Per il moto dell'acqua nel suolo, saranno considerati un approccio modellistico basato sulla risoluzione numerica dell'equazione di Richards ed un approccio semplificato di tipo "capacitivo".

Le metodiche semplificate si fondano essenzialmente sulle ipotesi di stazionarietà dei processi in gioco; tali condizioni si riscontrano di rado nei nostri ambienti ed occorre dunque verificare la validità di tale approccio. In alternativa si verificherà anche la corrispondenza di modelli che schematizzano i processi idrologici in modo più complesso ma parsimonioso dal punto di vista dei dati in ingresso grazie allo sviluppo di tecniche innovative. I modelli sviluppati per scopi prettamente scientifici sono in genere molto complessi e richiedono una grande quantità di dati non sempre disponibili, mentre dall'altro i modelli più semplici sono senz'altro più agevoli da utilizzare anche se possono non essere adeguati a risolvere specifici problemi gestionali.

Lo sforzo sperimentale sarà rivolto agli effetti della stratificazione dei suoli, fattore che controlla il movimento dell'acqua nel suolo nel sistema suolo-vegetazione-atmosfera alla scala di pèdon e che limita le concrete applicazioni per simulare tali processi.

Da questa descrizione appare evidente come l'incertezza nella determinazione dei parametri idraulici possa provocare effetti importanti sull'accuratezza delle uscite dei modelli di flusso nella zona insatura. Viene quindi sottolineato come sia di cruciale importanza condurre indagini al fine di valutare le metodologie più idonee per la determinazione di questi parametri. Inoltre risulta interessante determinare se e quando l'incertezza dei parametri idraulici possa divenire tanto elevata da coprire la variabilità nelle uscite introdotta da eventuali semplificazioni modellistiche. Questo costituisce un punto di forza ai fini di una efficace generalizzazione dei risultati conseguiti con il progetto di Tesi.

### **Bibliografia**

- Aru A., 1995. *The MEDALUS project in Sardinia: activity to date, results and future work*. In: Aru
- Campbell G.S, 1974. *A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data*. Soil Sci. 117: 311-314.
- Crosta G.B., Frattini P, 2003. *Distributed modelling of shallow landslides triggered by intense rainfall*. Natural Hazards And Earth System Sciences NHES, European Geophysical Society, vol. 3, 1 2, pp. 81-93 ISSN 1561-8633.
- FAO-UNEP-UNESCO, 1979. *A provisional methodology for soil degradation assessment*. Rome: FAO.
- Lopez Bermudez F. & Albaladejo J., 1990. *Factores ambientales en la degradación del suelo en el área mediterránea*. In (Albaladejo J., Stocking M.A., Díaz E., eds.) *degradación y regeneración del suelo en condiciones ambientales mediterráneas*, CSIC, Madrid. (Consejo Superior dInvestigaciones Científicas), p.15-45.
- Lucci S. e Poletti S. (2004), *Lo sviluppo sostenibile*, Alpha test, Milano.
- Mazzoleni S., 1989. *Fire and Mediterranean plants: germination responses to heat exposure*. Annals of Botany , 47:227-233.
- Merz, B. & E. J. Plate, 1997. *An analysis of the effects of spatial variability of soil and soil moisture on runoff*. Water Ressour. Res. 33, 2909-2922.
- Naveh Z., 1995, *Conservation, restoration and research priorities fro Mediterranean uplands threatened by global climate change*. In (Moreno M.J. and Oechel W, eds) *Global change and mediterranean- type ecosystems*. Ecological Studies 117. Springer, New Yor, p. 483-507.

- Porporato A., P. D'Odorico, F. Laio, and I. Rodriguez-Iturbe, 2003. *Hydrologic controls on soil carbon and nitrogen cycle I: Modelling scheme*, Adv. Water Res., 26, 45–58.
- Rodriguez-Iturbe I., Isham V., Cox D.R., Manfreda S., Porporato A., 2006. “An analytical framework for the space-time variability of soil moisture fields with heterogeneous vegetation”, Water Resources Research, Vol. 42, W06D05, doi:10.1029/2005WR004497.
- Santini A. & Romano N., 2001. *Characterization of soil hydraulic properties in a desertification context*. In “The MEDALUS II Book –Mediterranean Desertification: A Mosaic of Processes and responses” (J.Thornes, J. Brandt, and N.Geeson, eds), Wiley & Sons, London
- Sofo A., Manfreda S., B.Dichio, M. Fiorentino, C. Xiloyannis, 2007. *The olive tree: a paradigm for drought tolerance in Mediterranean climates*. Hydrology and Earth System Sciences Discussions 4, 5 (2007) 2811-2835
- Tromp-van Meerveld H.J., and McDonnell J.J., (2005). Comment to '*Spatial correlation of soil moisture in small catchments and its relationship to dominant spatial hydrological processes*', Journal of Hydrology 286: 113-134, Journal of Hydrology 303: 307-312.
- UNCED, 1992. *Report of the United Nations Conference on Environment and Development at Rio de Janeiro. Managing Fragile Ecosystems. Combat Desertification and Drought*. Chapter 12. U.N. New York.

## 2 Capitolo

### 2.1 Richiami sulle proprietà e sui processi dell'Idrologia del Suolo

#### 2.1.1 Premessa

Lo studio di molti problemi ambientali quali desertificazione, il ruscellamento superficiale, l'erosione, la desertificazione, la tutela delle risorse idriche, la difesa dei versanti sono regolati dai processi che si sviluppano nel suolo e vanno affrontati con una visione globale che tenga conto delle diverse interazioni di natura fisica, chimica e biologica. Pertanto, la comprensione delle dinamiche evolutive dei principali processi idrologici nel suolo rappresentano ancora oggi una delle più grandi sfide per la Scienza moderna in quanto abbraccia diverse scale spaziali e temporali e coinvolge approcci disciplinari che comprendono l'idrologia, la geomorfologia, la geologia, l'agronomia, l'ecologia, la microbiologia del suolo.

Anche se il livello di integrazione tra le diverse discipline non appare ancora adeguato all'obiettivo della descrizione di un sistema così complesso, il ruolo dell'idrologia del suolo in questo contesto appare centrale non solo per l'azione che il ciclo dell'acqua esercita sul sistema, ma anche per la possibilità di estendere tecniche e metodi quantitativi messi a punto per la comprensione della dinamica di complessi sistemi naturali.

Tra le emergenze ambientali più pressanti, quelle cui le ricerche e i recenti sviluppi nel campo dell'idrologia del suolo possono fornire risposte riguardano principalmente il problema della gestione sostenibile delle risorse idriche e del suolo. Le problematiche ambientali sono oggetto di studio dell'idrologia nel suolo in quanto legate a specifici processi del ciclo idrologico, ma soprattutto lo studio dei processi idrologici che evolvono nei primi strati di suolo è indispensabile per la comprensione e la previsione del degrado delle risorse naturali.

Il suolo, infatti, per la sua posizione di contatto con l'atmosfera e per la presenza della vegetazione svolge un ruolo particolarmente importante nel ciclo idrologico poiché i processi di moto dell'acqua che vi hanno sede regolano la partizione della pioggia in infiltrazione, il ruscellamento superficiale, i processi di trasporto dell'acqua e dei soluti nel mezzo poroso,

l'evoluzione temporale e spaziale del contenuto idrico del suolo nello strato esplorato dalle radici. Anche i processi di traspirazione delle piante e quelli di evaporazione dalla superficie del suolo sono strettamente legati al moto dell'acqua nel suolo. Inoltre la conoscenza dei flussi e dei contenuti d'acqua nel suolo assumono un ruolo importante, soprattutto in quelle zone in cui il contenuto d'acqua nel suolo può rappresentare un elemento importante di controllo dominante sulla risposta idrologica ad una assegnata scala spaziale (versante o piccolo bacino).

La risposta idrologica di un suolo è individuata attraverso le proprietà idrauliche del mezzo poroso, esprimibili con la funzione di ritenzione idrica e quella di conducibilità idraulica, che sintetizzano i complessi legami fra il contenuto di acqua ( $\theta$ ), il potenziale matriciale ( $h$ ) e la conducibilità idraulica del suolo ( $K$ ). La determinazione delle proprietà idrauliche costituisce una fase importante del complesso di indagini volte all'accertamento del rischio di degrado del suolo ed, eventualmente, all'individuazione di strategie di mitigazione del fenomeno.

### **2.1.2 Contenuto di acqua nel suolo**

La misura del contenuto d'acqua nel suolo assume notevole importanza nell'idrologia, nell'ingegneria idraulica, in campo agricolo, meteorologico e nella meccanica dei suoli. L'umidità del suolo determina la sua temperatura e la partizione della radiazione netta in calore sensibile e latente, condiziona i processi di evapotraspirazione ed il moto dei soluti e degli inquinanti a seguito delle piogge e degli interventi irrigui. Numerose proprietà idrauliche (ritenzione idrica e conducibilità idraulica) e meccaniche del suolo (consistenza, plasticità, penetrabilità) dipendono dal contenuto d'acqua. Nei suoli argillosi i fenomeni di rigonfiamento e contrazione sono associati rispettivamente ad incrementi o decrementi del contenuto idrico. La conoscenza delle relazioni tra potenziale matriciale ed il contenuto idrico del suolo è necessaria in quanto interviene in numerose applicazioni, quali: stesura di bilanci idrologici, definizione delle proprietà idrauliche del suolo, valutazione della quantità di acqua disponibile per la vegetazione, valutazione del rischio di inquinamento o di asportazione dal suolo di composti chimici, ecc.

Il contenuto d'acqua del suolo in situ o in un campione di suolo da analizzare in laboratorio, può essere espresso sia in termini gravimetrici sia volumetrici.

In termini gravimetrici, il contenuto d'acqua  $w$  si esprime come rapporto adimensionale tra la massa d'acqua presente nel suolo ( $M_w$ ) e la massa di suolo secco ( $M_s$ ) secondo la seguente espressione:

$$w = \frac{M_w}{M_s} \quad [2.1]$$

La condizione di “suolo secco” permette di garantire l'evaporazione dell'acqua in forma libera riscaldando il campione ad una temperatura compresa tra 100 °C e 110 °C in stufa per un tempo tale da non riscontrare apprezzabili variazioni di peso dei campioni essiccati. La scelta di questo campo di temperature, come osservato da *Gardner* (1965) risulta arbitrario e non deriva da considerazioni scientifiche sulle caratteristiche di essiccamento dei suoli, ma piuttosto è stato fissato per garantire l'evaporazione dell'acqua “libera” e per la relativa facilità con cui è possibile realizzare queste condizioni in stufe. Il contenuto d'acqua in termini gravimetrici è tuttavia utile quando i risultati della determinazione si riferiscono essenzialmente a campioni di suolo da sottoporre ad analisi chimiche (*Santini*, 1997).

In termini volumetrici, invece, il contenuto d'acqua  $\theta$  si esprime attraverso il rapporto adimensionale tra il volume occupato dall'acqua  $V_w$  nel campione di suolo ed il volume totale di suolo  $V$ , secondo la seguente relazione:

$$\theta = \frac{V_w}{V} \quad [2.2]$$

Il contenuto d'acqua volumetrico  $\theta$  ed il contenuto d'acqua gravimetrico  $w$ , possono essere correlati tra loro tramite la densità apparente del suolo ( $\rho_a$ ) e la densità dell'acqua ( $\rho_w$ ) mediante la seguente relazione:

$$\theta = w \frac{\rho_a}{\rho_w} \quad [2.3]$$

Il contenuto d'acqua massimo nel suolo, definito dalla condizione in cui tutti i pori sono pieni d'acqua, viene indicato come contenuto d'acqua in condizioni di saturazione,  $\theta_s$ , ed in alcune applicazioni per la valutazione dell'acqua presente nel suolo si fa riferimento al grado di saturazione,  $s$ , definito dal rapporto fra il contenuto d'acqua nel suolo e quello alla saturazione completa:

$$s = \frac{\theta}{\theta_s} \quad [2.4]$$

Il parametro dimensionale  $s$  viene di solito espresso in percentuale e varia da 0 a 100%. Tuttavia, come la condizione di saturazione completa ( $s=100\%$ ) è molto difficile da raggiungere, specie in campo ma pure in laboratorio, per la presenza sia di minuscole bolle d'aria sia di pori ciechi, anche l'assenza assoluta di acqua nel suolo è una situazione estrema altrettanto difficile da conseguire ( $s=0\%$ ). Se si indica con  $\theta_r$  il contenuto d'acqua residuo nel suolo, si preferisce fare riferimento alla saturazione effettiva,  $\Theta$ :

$$\Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad [2.5]$$

che coincide con  $s$  solo se  $\theta_r = 0$ .

Per soddisfare alle sempre più pressanti necessità di valutare il contenuto d'acqua nel suolo, sia saltuariamente che in modo continuo, sono state proposti diversi metodi che utilizzano tecnologie sempre più sofisticate. Tali metodi possono raggrupparsi in due categorie: metodi diretti e metodi indiretti.

I metodi diretti comportano il prelievo di campioni di suolo e la successiva estrazione e valutazione dell'acqua presente nel campione. Il loro impiego determina necessariamente la distruzione del campione per cui non è più possibile ripetere la misura nello stesso luogo. Il principale è più noto metodo diretto è quello termo-gravimetrico. Tuttavia, quando si devono valutare in campo le variazioni nel tempo del contenuto d'acqua, è necessario prelevare, a causa dell'eterogeneità un numero notevole di campioni necessari per determinare ogni volta la varianza delle misure. Questa esigenza può rendere gravosa l'applicazione dei metodi diretti ed inoltre ripetute misure possono determinare una inaccettabile distruzione del sistema sotto osservazione. I metodi indiretti prevedono la determinazione di alcune proprietà fisiche del suolo o chimico-fisiche del suolo che siano fortemente influenzate dal contenuto d'acqua. In genere questi metodi non prevedono la distruzione del campione ed utilizzano strumentazioni che è possibile installare anche in modo permanente nel suolo o sensori remoti localizzati su piattaforme(ad esempio satelliti). Si prestano bene per misure da ripetere nel tempo e consentono la registrazione automatica dei dati.

### 2.1.2.1 Metodi diretti

#### **Termo-gravimetrico**

È il metodo più utilizzato per la semplicità di esecuzione, non sono richieste specifiche attrezzature, ma sono utilizzate apparecchiature normalmente presenti in tutti i laboratori in cui si determinano le proprietà fisiche e chimiche del suolo. È necessario disporre di trivelle o di altre attrezzature che consentano il prelievo di campioni di suolo alle profondità desiderate; contenitori a chiusura ermetica; una stufa con temperatura controllata e possibilmente con ventilazione forzata; un essiccatore ed una bilancia per pesare i campioni. Dopo il prelievo il campione viene pesato immediatamente o riposto in un contenitore a chiusura ermetica in modo da rendere trascurabile l'evaporazione dell'acqua prima della determinazione del suo peso. Successivamente, dopo aver rimosso l'eventuale coperchio, il campione viene posto in una stufa alla temperatura di 105 °C ed essiccato.

Il tempo di permanenza in stufa del campione deve essere tale da garantire che si siano raggiunte condizioni di peso stabile e dipende dal tipo e dall'efficienza e dal carico della stufa, dalla grandezza del campione e dalla natura del suolo. In genere è sufficiente un tempo di permanenza in stufa di 12 ore nel caso di ventilazione forzata e di 24 ore per stufe a convezione. Si può ritenere che si sia raggiunta una costante del peso quando tra due misure effettuate ad un intervallo di 1 ora non si riscontrino variazioni superiori allo 0.1% del peso del campione. Una volta estratto il campione dalla stufa viene determinata la tara del contenitore. Terminata questa procedura si può determinare il contenuto d'acqua per unità di massa secca del suolo  $w$  attraverso l'Eqz. 2.6:

$$w = \frac{(P_u + t_a) - (P_s + t_a)}{(P_s + t_a) - t_a} \quad [2.6]$$

dove  $P_u$  è il peso del terreno umido,  $P_s$  è il peso del terreno secco e  $t_a$  rappresenta la tara.

Per esprimere il contenuto d'acqua su basi volumetriche è necessario conoscere la densità apparente del suolo e utilizzare l'Eqz. 2.3. A causa della variabilità spaziale delle proprietà del suolo, per non introdurre errori è necessario che la misura di densità apparente sia effettuata sullo stesso campione utilizzato per determinare  $w$  effettuando i prelievi con un campionatore di volume noto.



Per la reperibilità delle apparecchiature richieste, per la facilità di esecuzione delle misure e per l'estrema semplicità dei calcoli, questo metodo è lungamente utilizzato. Se è eseguito con cura può raggiungere elevate precisioni. Trattandosi di un metodo distruttivo, il suo maggiore limite risiede nell'impossibilità di ripetere le misure nello stesso punto e pertanto richiede, per l'eterogeneità dei suoli, il prelievo e l'analisi di un numero elevato di campioni con conseguente danneggiamento del sito di misura. Il metodo comporta poi tempi lunghi per le misure e non è idoneo per seguire le rapide variazioni del contenuto d'acqua che si determinano in particolari processi di moto.

#### **2.1.2.2 Metodi indiretti**

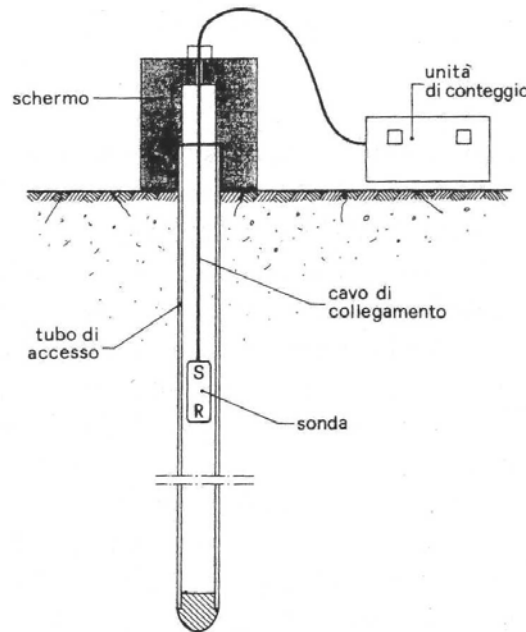
##### ***Neutronico***

Il metodo si basa sulla capacità dell'idrogeno di rallentare i neutroni veloci e consente di valutare il contenuto d'acqua dalla misura della densità di neutroni lenti presenti nel suolo in prossimità di una sorgente radioattiva. L'applicazione del metodo prevede l'impiego di una sorgente di neutroni veloci che viene posizionata a diverse profondità mediante l'ausilio di un tubo infisso nel suolo comunemente indicato "tubo di accesso" (v. figura 2.1).

I neutroni veloci, emessi dalla sorgente simmetricamente in tutte le direzioni, in assenza di interazioni dovrebbero seguire la stessa legge con cui si propaga la luce da una sorgente puntiforme.

Tuttavia, una parte dei neutroni incontra e collide con i nuclei delle sostanze presenti nel suolo subendo ad ogni urto cambiamenti di direzione con perdita di parte di energia cinetica; così la velocità dei neutroni progressivamente si riduce tendendo a raggiungere quella che caratterizza le particelle alla temperatura ambiente.

Questo processo viene indicato come "terminalizzazione" ed i neutroni che sono stati rallentati si chiamano termalizzati. Le perdite di energia risultano massime quando i neutroni collidono con particelle della stessa massa, pertanto i nuclei di idrogeno si distinguono per la loro spiccata capacità di rallentare i neutroni veloci, ma a questo processo contribuiscono, anche se in maniera minore i nuclei di altre sostanze presenti nel suolo e specialmente nel riflettere parte del flusso di neutroni di nuovo verso la sorgente.



*Figura 2.1-* Schema dell'apparecchiatura a neutroni impiegata per la misura del contenuto d'acqua in un profilo di suolo (*Metodi di Analisi fisica del suolo*, parte VIII, 1)

Quando i neutroni sono stati rallentati diventano predominanti le interazioni che conducono alla loro cattura da parte dei nuclei degli atomi presenti nel suolo e si viene pertanto a formare in poche frazioni di secondi nei pressi della sorgente uno sciame o nuvola di neutroni lenti (*International Energy Agency*, 1970) in equilibrio dinamico. La densità dei neutroni lenti dipende dal flusso di neutroni veloci emessi dalla sorgente, dalla velocità di evoluzione dei processi di termalizzazione, ma anche quelli di cattura. Si può ritenere che la densità dei neutroni nei pressi della sorgente sia proporzionale alla concentrazione di idrogeno e per esso al contenuto d'acqua in volume presenti nel suolo. La densità dei neutroni termalizzati viene misurata ponendo nei pressi della sorgente un rivelatore che sia poco sensibile ai neutroni veloci. I neutroni interagiscono con i nuclei delle sostanze contenute nel rivelatore ed emettono particelle alfa che, per la presenza di un elettrodo, genera impulsi che vengono contati mediante apparecchiature elettroniche.

### ***Riflettometria nel dominio del tempo (TDR, Time Domain Reflectometry)***

Questa tecnica consente di rilevare le permittività apparente del suolo, da porre in relazione al contenuto d'acqua, attraverso la misura della velocità di propagazione di un segnale elettromagnetico convogliato in una linea di trasmissione inserita nel suolo. La misura è effettuata installando

nelle zone in cui eseguire i rilievi dei conduttori metallici paralleli di lunghezza nota, normalmente vengono utilizzate delle sonde (v. figura 2.2), di lunghezza nota ed inviando in essi mediante una idonea apparecchiatura un impulso di tensione caratterizzato da un rapido fronte di salita. Il segnale, che si propaga con una velocità che dipende dalle proprietà dielettriche del suolo, giunto al termine della linea si riflette e ritorna verso l'apparecchiatura che provvede alla registrazione, consentendo la misura del tempo di transito sulla linea e quindi della sua velocità di propagazione. Questa tecnica risulta poco sensibile alla geometria delle sonde e può utilizzare, come verrà illustrato di seguito, relazioni di calibrazione che risultano sufficientemente valide per un ampio campo di suoli senza richiedere ulteriori adattamenti alla misura.

Diversi approcci sono stati utilizzati per mettere in relazione il contenuto d'acqua nel suolo con la permittività apparente misurata con il TDR. Generalmente, si fa ricorso a relazioni empiriche scelta solo in base alla loro capacità di interpolare in modo soddisfacente dati ricavati sperimentalmente e senza preoccuparsi del loro significato fisico.

*Topp et al* (1980), attraverso misure effettuate in laboratorio con frequenze minori di 1 GHz ed impiegando suoli con caratteristiche fisiche diverse, non hanno riscontrato grandi differenze tra le relazioni di calibrazione dei diversi suoli ed hanno pertanto proposto di utilizzare un'unica relazione "universale", costituita da un polinomio del terzo ordine, per esprimere la dipendenza del contenuto d'acqua nel suolo in volume  $\theta$  ed

il corrispondente valore  $\varepsilon_a$  della permittività apparente:

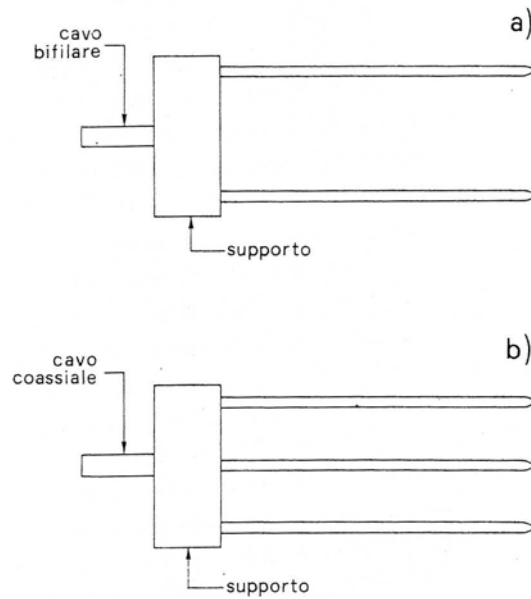
$$\theta = -e_0 + e_1 \cdot \varepsilon_a - e_2 \cdot \varepsilon_a^2 + e_3 \cdot \varepsilon_a^3 \quad [2.7]$$

dove  $e_0 = 5.3 \cdot 10^{-2}$ ,  $e_1 = 2.92 \cdot 10^{-2}$ ,  $e_2 = 5.5 \cdot 10^{-4}$ ,  $e_3 = 4.3 \cdot 10^{-6}$ .

La relazione "universale" pur se non descrive correttamente l'effettiva relazione tra  $\theta$  ( $\varepsilon_a$ ) per valori di  $\varepsilon_a$  che tendono a 1 o al valore della permittività dell'acqua libera, tuttavia consente nel campo  $0.05 < \theta < 0.60$ , di ottenere buone misure del contenuto d'acqua.

Esistono alcune eccezioni di tipologie di suoli che non seguono l'equazione di Topp e sono dettagliatamente descritte in letteratura; per esempio, il caso dei suoli organici (*Topp et al.*, 1980; *Roth et al.*, 1992) e quelli di origine vulcanica (*Weitz et al.*, 1997; *Tomer et al.*, 1999; *Miyamoto et al.*, 2001). Nel caso di suoli minerali non argillosi e con modesti valori di sostanza organica l'impiego dell'equazione "universale" ha comportato errori

assoluti di  $\theta$  minori di 0.015, mentre errori mediamente pari a 0.035 sono stati riscontrati in suoli organici.



*Figura 2.2- a) Sonde TDR bilanciate; b) Sonde TDR non bilanciate (Metodi di Analisi fisica del suolo, parte VIII, 1)*

Il principale vantaggio che ha contribuito alla diffusione della tecnica TDR basata sulla relazione “universale” è che non richiede nessuna calibrazione né alcun campionamento e la sua validità ricopre tutto il campo di contenuti d’acqua che si riscontrano nelle principali pratiche agronomiche; specie quando è necessario rilevare le variazioni nel tempo dei contenuti d’acqua in un profilo di suolo è stato riscontrato che la relazione “universale” fornisce valutazioni accettabili (Zegelin *et al.*, 1992).

### **Remote Sensing**

Un valido contributo nella determinazione del contenuto d’acqua è costituito dall’acquisizione di immagini multispettrali mediante sensori remoti ad alta risoluzione spaziale, unitamente ad opportune tecniche d’elaborazione e di gestione dei dati. Le osservazioni effettuate dai sensori oggi disponibili, nelle regioni del visibile e dell’infrarosso vicino dello spettro elettromagnetico, consentono di valutare la radiazione solare riflessa dalla superficie del suolo, attraverso cui è possibile correlare il valore del contenuto d’acqua nel suolo. Con questa tecnica è possibile anche rilevare i parametri che caratterizzano lo sviluppo della copertura fogliare (in particolare, l’indice di area fogliare e l’albedo). L’acquisizione di immagini multispettrali è eseguita solitamente da un aeroplano o da satellite, consentendo la stima del contenuto d’acqua su grandi aree spaziali.

In particolare i sensori alle microonde passivi consentono la stima dell'umidità del suolo a grandi risoluzioni spaziali (circa 20-50 km), mentre i sensori attivi, come quelli radar, consentono la stima dell'umidità del suolo con maggiore risoluzione spaziale (fino a 10 m). In tal senso, il radar risulta essere uno strumento di monitoraggio più adatto ai bacini italiani, viste le loro caratteristiche topografiche e morfologiche (ridotte dimensioni, notevoli pendenze, disomogeneità, etc.).

Il segnale radar è costituito da un'antenna trasmittente e ricevente che irradia brevi impulsi a radiofrequenza nella regione delle microonde verso un bersaglio che interagisce con la radiazione elettromagnetica rimettendo a sua volta brevi impulsi alla stessa frequenza. Il coefficiente di backscattering,  $\sigma^0$ , definisce il segnale radar ed esprime, tramite il rapporto tra energia retrodiffusa e incidente, come le caratteristiche della superficie del bersaglio interagiscono con la radiazione elettromagnetica applicata. L'energia retrodiffusa e quindi il  $\sigma^0$  risultano funzione della frequenza della radiazione applicata ( $f$ ), della costante dielettrica della superficie ( $\epsilon$ ) e quindi del contenuto idrico del suolo, dell'angolo di incidenza del raggio sulla superficie ( $\alpha$ ) e della rugosità della superficie. All'aumentare della rugosità della superficie, a parità di configurazione, aumenta la componente retrodiffusa ( $\sigma^0$ ) o di backscattering e diminuisce quella speculare. In caso di mezzi porosi, quali superfici di suolo, il processo si complica per aggiunta a quello di superficie dello scattering volumetrico, la cui profondità è funzione della configurazione del radar ed è inversamente legata alla costante dielettrica del mezzo. La complessità del segnale in se unitamente all'interesse per le stime dei contenuti idrici ha fatto sì che numerosi lavori scientifici evidenziassero pregi e limiti di tale strumenti nella stima dei contenuti idrici superficiali sia per esperimenti di laboratorio che di campo (Jackson, 1993; Jackson *et al.*, 1993, Ulaby e Elachi, 1990; Wang *et al.*, 1983).

### 2.1.3 Potenziale dell'acqua nel suolo

L'acqua presente in un mezzo poroso non saturo, qual è il suolo, è soggetta ad una grande varietà di forze che agiscono secondo diverse direzioni. Il campo gravitazionale terrestre ed i sovraccarichi determinati dal peso degli strati sovrastanti ad ammassi porosi non completamente rigidi spingono l'acqua essenzialmente in direzione verticale. Le forze di attrazione fra le molecole dell'acqua e le superfici delle particelle solide e quelle che si

determinano in corrispondenza dell'interfaccia di separazione acqua-aria agiscono invece in varie direzioni. Inoltre, gli ioni in soluzione esercitano azioni di attrazione che si oppongono al movimento dell'acqua. A causa delle difficoltà che si incontrano nel descrivere questo sistema complesso di forze, per lo studio dei processi di moto nel terreno si preferisce far riferimento piuttosto all'energia che si determina sull'unità di quantità d'acqua in conseguenza del campo di forze. Inoltre, per le modeste velocità in gioco che caratterizzano gli usuali fenomeni di filtrazione, si può senz'altro trascurare l'energia cinetica e considerare solo la componente potenziale dell'energia totale. Poiché ai fini del moto assume significato fisico la differenza di energia potenziale in due diversi punti del dominio del moto, i potenziali dell'acqua nel mezzo poroso non sono valutati mediante una scala assoluta dell'energia, bensì sono definiti in relazione ad una condizione di riferimento standard. Questa condizione viene usualmente fissata attraverso l'energia posseduta dalla quantità unitaria dell'acqua pura (senza soluti), libera, (contenuta in un ipotetico recipiente e soggetta alla sola forza di gravità), alla pressione atmosferica normale, alla stessa temperatura dell'acqua nel terreno (o ad un'altra temperatura da specificare) e ad una stabilita quota di riferimento. Pertanto, i movimenti dell'acqua risultano determinati da differenze di potenziale e il liquido si sposta da regioni caratterizzate da potenziali più elevati verso regioni con valori minori del potenziale; l'acqua è in condizioni di equilibrio nel mezzo poroso se il potenziale è costante in tutti i punti del sistema.

Il concetto di potenziale dell'acqua in un mezzo poroso è di fondamentale e grande importanza per lo studio dei processi di trasporto e fornisce anche un modo unificato per poter valutare nel tempo lo stato dell'acqua in tutto il sistema continuo suolo-vegetazione-atmosfera. Questo concetto di potenziale ha sostituito le arbitrarie classificazioni proposte nel passato che facevano riferimento a diverse forme di acqua nel terreno quali l'acqua gravitazionale, l'acqua capillare, l'acqua igroscopica. Queste suddivisioni risultano inesatte e generano ambiguità in quanto tutta l'acqua presente nel mezzo poroso e non solo una parte è soggetta al campo gravitazionale terrestre ed inoltre in condizioni di saturazione parziale i fenomeni di capillarità sono presenti per ogni valore del contenuto d'acqua (Hillel, 1982). Per poter considerare separatamente le diverse forze del campo è invalso l'uso di definire il potenziale con un approccio termodinamico considerandolo in termini di differenza di energia libera

specificata tra l'acqua nel mezzo poroso e quella nella condizione di riferimento.

Il Comitato sulla Terminologia della Società Internazionale di Scienza del Suolo (ISSS) (*Bolt*, 1976) ha definito il potenziale totale dell'acqua nel terreno come il lavoro, per unità di quantità di acqua pura, che bisogna compiere per trasportare in modo reversibile ed isoterma una quantità infinitesima d'acqua da un recipiente contenente acqua pura, ad una prefissata quota ed alla pressione atmosferica, nell'acqua del terreno nel punto in esame. Questa definizione, anche se risulta puramente formale e non può essere utilizzata per una effettiva misura, consente però di considerare il potenziale totale come la somma di diverse componenti ciascuna delle quali si riferisce ad una trasformazione isoterma e reversibile che converte parzialmente le condizioni dell'acqua dalla situazione di riferimento a quella finale nel terreno. Con riferimento ai suggerimenti del Comitato sulla Terminologia della ISSS, il potenziale totale  $\psi_t$  viene poi suddiviso in tre componenti:

$$\psi_t = \psi_g + \psi_p + \psi_o \quad [2.8]$$

in cui i pedici g, p ed o denotano rispettivamente il potenziale gravitazionale, di pressione ed osmotico. I potenziali  $\psi_g$  e  $\psi_o$  si riferiscono agli effetti sullo stato energetico dell'acqua dovuti alle differenze di quota ed ai soluti disciolti, mentre il potenziale di pressione  $\psi_p$  comprende tutte le altre azioni che si esercitano sull'acqua nel mezzo poroso e tiene conto dei legami con la matrice solida, della curvatura dei menischi acqua aria, del peso dell'ammasso poroso sovrastante e, nel caso di saturazione, della pressione idrostatica.

La definizione del potenziale di pressione  $\psi_p$  non è però di uso generale in quanto nell'idrologia del suolo tradizionalmente le variazioni di energia associate al trasporto dell'acqua dalla condizione di riferimento standard a quella nel mezzo poroso nel punto considerato sono state suddivise in altre componenti che considerano separatamente gli effetti della pressione della fase gassosa, del peso del terreno sovrastante, della pressione idrostatica e dei legami con la matrice solida. In particolare la componente del potenziale di pressione  $\psi_p$  che tiene conto delle forze di adsorbimento e di capillarità dovute all'affinità dell'acqua con la matrice del mezzo poroso viene indicato come potenziale matriciale  $h$ . Le forze che attraggono e legano l'acqua nel terreno ne riducono l'energia potenziale al disotto di quella dell'acqua libera,

pertanto  $h$  assume valori negativi o al più pari a zero che aumentano al ridursi dei legami con la matrice solida. Nel caso di mezzi porosi non rigonfiabili, per i quali quindi la matrice è rigida e sopporta interamente il carico dell'ammasso sovrastante, ed in presenza di una fase gassosa interconnessa a pressione atmosferica, il potenziale di pressione coincide con quello matriciale:

$$\psi_p = h \quad [2.9]$$

Il potenziale totale dell'acqua nel mezzo poroso e le sue componenti sono definiti con riferimento all'unità di acqua pura e le loro dimensioni variano a seconda che questa unità viene espressa in termini di una massa, un volume o un peso.

Quando si fa riferimento all'unità di massa, nel S.I. il potenziale ha le dimensioni  $[L^2 \cdot T^{-2}]$  e unità di misura in  $J \cdot kg^{-1}$ . Sebbene il riferimento alla massa appaia il più corretto, questa definizione di potenziale è usata in modo esteso solo in termodinamica in quanto per le applicazioni nel campo della Fisica del Suolo conduce spesso ad espressioni con termini più complessi.

Poiché nella maggior parte delle situazioni di interesse applicativo si può assumere che l'acqua sia incompressibile e la sua densità praticamente indipendente dal potenziale totale, si può far riferimento nella definizione del potenziale all'unità di volume invece che all'unità di massa dell'acqua. Con questa definizione, il potenziale assume le dimensioni di una pressione  $[M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2}]$  e si esprime nel S.I. in  $N \cdot m^{-1}$  (Pa). Quando, infine, l'energia è riferita all'unità di peso dell'acqua, il potenziale ha unità di misura in  $J \cdot N^{-1}$ , o più semplicemente in m, e ha le dimensioni di una lunghezza  $[L]$ . Questo terzo modo di valutare i potenziali è considerato più conveniente e preferito per la sua semplicità e comporta le stesse approssimazioni impiegate nel riferire l'energia all'unità di volume d'acqua. Se si utilizza questa terza definizione, il potenziale totale viene più specificamente indicato con il simbolo  $H$ , in analogia a quello che in Idraulica esprime l'energia specifica totale, e per la maggior parte delle situazioni in cui si possono trascurare gli effetti dei soluti viene impiegata la relazione:

$$H = z + h \quad [2.10]$$

dove  $z$  è la quota del punto in esame rispetto al riferimento adottato (potenziale gravitazionale) ed  $h$  equivale approssimativamente al termine che in Idraulica esprime l'altezza piezometrica (potenziale matriciale). *Schofield* (1935) ha proposto di esprimere il potenziale dell'acqua attraverso



una scala logaritmica ed ha suggerito l'uso del  $pF$  definito come il logaritmo decimale del valore assoluto di  $h$  espresso in cm:

$$pF = \log_{10}(h) \quad [2.11]$$

che talvolta è ancora utilizzato. Ad esempio, un valore del potenziale  $h$  di -100 cm corrisponde a  $pF=2.0$ , mentre per  $h=-15000$  cm si ottiene  $pF=4.2$ .

Per la misura del potenziale matriciale sono stati proposti molti metodi che utilizzano sensori di materiale poroso per il quale il contenuto d'acqua varia in modo univoco e stabile con il potenziale. Questi sensori sono posizionati nei punti di misura e, quando si è raggiunto l'equilibrio con l'acqua nel suolo, viene misurata una proprietà fisica del materiale poroso che dipende dal loro contenuto d'acqua.

I maggiori errori che si commettono con questi metodi derivano dall'entità del fenomeno di isteresi del materiale poroso impiegato; inoltre se non si vogliono misure grossolane, bisogna procedere alla calibrazione dei sensori da utilizzare. Una discussione dettagliata sulle calibrazioni, sulle prestazioni e sulla modalità di impiego di questi sensori è fornita da Campbell e Gee (1986).

Il metodo più diretto per la misura del potenziale pone in equilibrio, attraverso una membrana permeabile all'acqua ed ai soluti, ma non all'aria e alla matrice solida, l'acqua nel suolo con quella contenuta nel sistema di misura. Le apparecchiature che si basano su questo principio sono comunemente indicate come tensiometri e consistono generalmente di una capsula porosa di materiale ceramico completamente riempita d'acqua e connessa idraulicamente a un manometro. I tensiometri per la loro semplicità e per il loro facile impiego sono largamente utilizzati sia in campo che in laboratorio e forniscono una valutazione del potenziale di pressione dal quale si può risalire al potenziale matriciale attraverso la misura della pressione della fase gassosa nel suolo, se questa risulta diversa da quella atmosferica. Anche se il campo di misura dei tensiometri è limitato inferiormente a circa -85 kPa e pertanto comprende solo una piccola parte delle situazioni che si verificano in campo, tuttavia risulta particolarmente significativo per lo studio dei processi di trasporto dell'acqua.

### **Principio di funzionamento dei Tensiometri**

Il tensiometro, introdotto e definito nel nome di *Richards e Gardner* (1936) anche se ha subito modifiche in relazione alle specifiche situazioni di

impiego, tuttavia è sempre costituito da una barriera porosa, normalmente una capsula di ceramica collegata ad un sensore di pressione attraverso un condotto pieno d'acqua. Quando la capsula è posta in contatto con il suolo, i suoi pori saturati d'acqua, se sufficientemente piccoli impediscono il passaggio della fase gassosa del suolo, ma costituiscono una connessione idraulica tra l'acqua nel suolo e quella all'interno della capsula. Pertanto si determinano gli scambi d'acqua attraverso la barriera porosa che si arrestano quando la pressione all'interno della capsula eguaglia il potenziale di pressione dell'acqua nel suolo. Il sistema non è mai in perfetto equilibrio termodinamico (meccanico, termico e chimico) in quando solo difficilmente si riesce ad ottenere un completo equilibrio tra i soluti presenti nell'acqua del suolo e quelli all'interno della capsula porosa, ma in genere si realizza solo un equilibrio idraulico e termico (*Cassel e Klute*, 1986). Per evitare che la pressione misurata nella capsula porosa del tensiometro risenta in modo significativo di un equilibrio di tipo chimico non completamente raggiunto, le barriere porose utilizzate per la realizzazione dei tensiometri devono essere molto permeabili ai soluti in modo da evitare che l'apparecchiatura funzioni come un osmometro.

Il valore del potenziale rilevato con i tensiometri è di grande utilità per lo studio dei processi di moto dell'acqua e trasporto di soluti nel suolo. Tuttavia, quando si vuole associare questo valore del potenziale ai contenuti d'acqua nel suolo è necessario depurarlo degli effetti dovuti alla pressione della fase gassosa ed ai sovraccarichi in modo da ottenere la sola componente matriciale del potenziale. In questi casi è necessaria rilevare la pressione della fase gassosa nella zona in cui è installato il tensiometro e valutare con opportune tecniche (*Talsma*, 1977; *Towner* 1981). È consigliabile che l'acqua contenuta nel sistema sia sempre ad una pressione maggiore di circa -85 kPa, in quanto pressioni minori accentuano la tendenza alla formazione sulle pareti dei condotti di bollicine d'aria disciolte nell'acqua possono determinare la formazione di sacche di dimensioni tali da non consentire misure corrette.

#### **2.1.4 Curva di ritenzione idrica del suolo**

Ogni suolo, in relazione all'organizzazione geometrica delle sue particelle, alla loro aggregazione, e ad altre caratteristiche chimiche e biologiche, è caratterizzata da una relazione funzionale tra  $h(\theta)$  (v. figura 2.3).

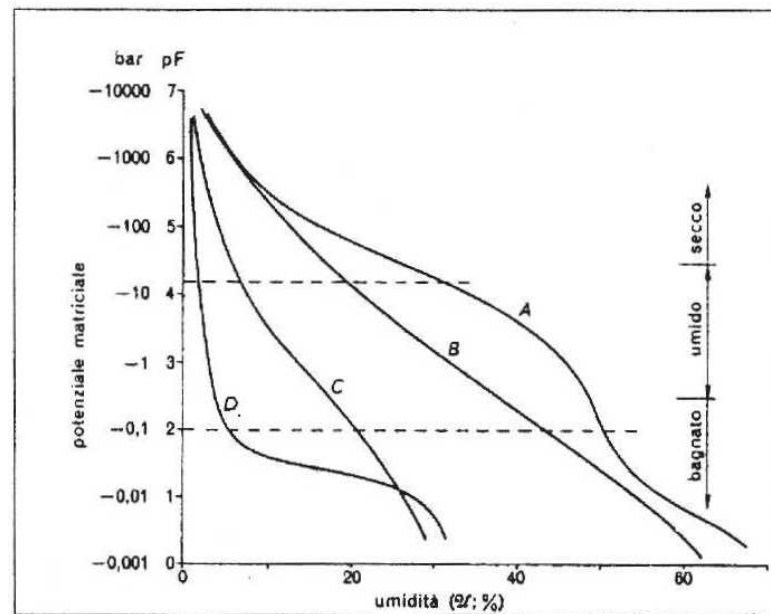


Figura 2.3 – Curve di ritenzione per diverse tipologie di suolo (Cavazza, 1981)

La forma della curva di ritenzione dipende dalla dimensione dei pori e quindi dalla composizione granulometrica e dallo stato di addensamento del suolo. I suoli a tessitura grossolana che hanno pori interconnessi e di grandi dimensioni, sono caratterizzati da bassi valori di potenziale matriciale, e da una curva ripida nella zona di transizione. I suoli a tessitura fine, le cui particelle hanno elevata superficie specifica e quindi forti legami elettrochimici con le molecole d'acqua, sono caratterizzati da alti valore del potenziale matriciale e da una minore pendenza della curva di ritenzione nella zona di transizione.

Si osserva che quando il potenziale matriciale è nullo, che presuppone la sola presenza della pressione atmosferica, il contenuto d'acqua del suolo eguaglia la porosità e rappresenta il contenuto d'acqua a saturazione. Se il contenuto d'acqua diminuisce, per esempio per effetto dell'evaporazione, dapprima la pressione diminuisce lentamente, poi a partire da un punto caratteristico chiamato *air entry point*, al di là del quale è possibile lo svuotamento dei pori più grossi.

Questo si nota in un grafico in scala semi-logaritmica, vedi figura 2.4, nel quale la curva di ritenzione idrica può essere considerata come un braccio di iperbole con una inflessione in prossimità della saturazione, più marcata nel caso della curva di drenaggio. Per valori molto piccoli del contenuto d'acqua del suolo il potenziale tende ad un valore asintotico.

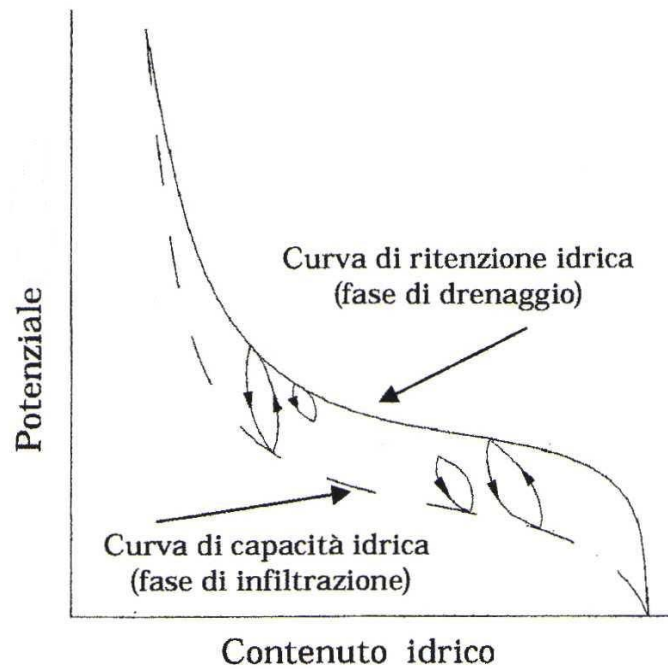


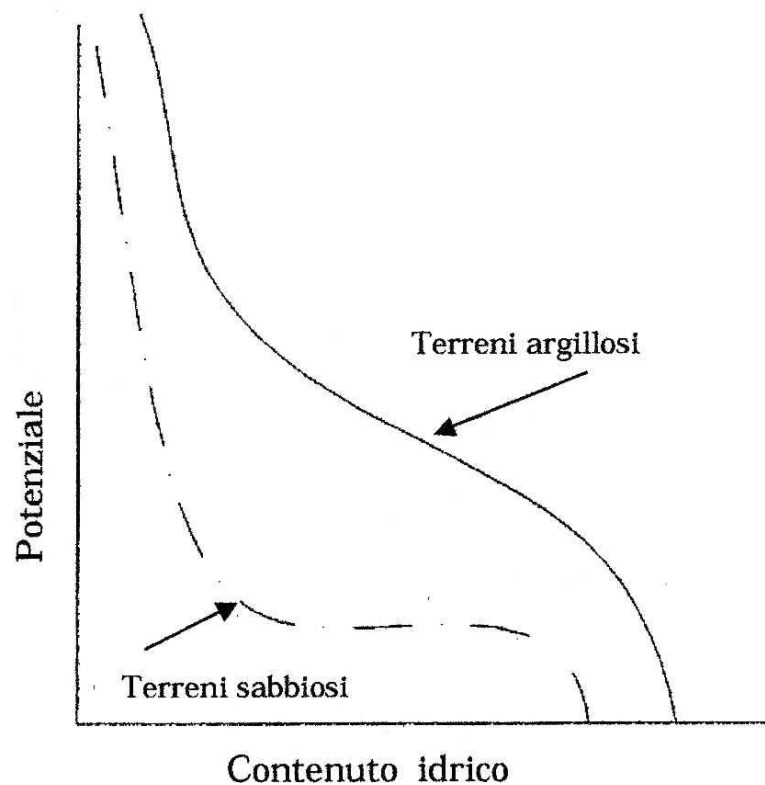
Figura 2.4 Relazione tra potenziale e contenuto idrico. Sono indicate la curva di ritenzione idrica e la curva di capacità idrica.

Nella fase di infiltrazione d'acqua il processo segue un cammino diverso da quello seguito durante la fase di drenaggio (in cui si passa dallo stato saturo allo stato secco), come mostrato nel diagramma di figura 2.4. Entrambe le curve sono continue e si avvicinano in corrispondenza dei rami principali della curva caratteristica. Per un determinato valore di potenziale, quindi, corrispondono due valori di contenuto idrico, rispettivamente minore e maggiore, a seconda che si percorra la curva di capacità idrica oppure la curva di ritenzione idrica.

Il caso di maggior interesse agronomico è rappresentato dalla curva di ritenzione idrica o di drenaggio. La forma di questa curva dipende fortemente dalla tessitura del suolo, infatti all'aumentare del contenuto d'argilla la curva di ritenzione trasla verso destra, mentre in suoli sabbiosi si sposta verso sinistra, come indicato in figura 2.5.

In suoli sabbiosi i pori generalmente sono grandi ed una volta svuotati, vi rimane solo una piccola quantità d'acqua; al contrario nei suoli argillosi la distribuzione volumetrica dei pori (di piccole dimensioni) è più uniforme e la quantità d'acqua che rimane è superiore. Quando un suolo umido comincia a drenare e successivamente è nuovamente irrigato, la relazione tra potenziale e contenuto idrico segue spostamenti intermedi, passando dal ramo di drenaggio a quello di irrigazione e viceversa.

La ciclicità degli eventi di precipitazione può causare dei cicli di isteresi come mostrato in figura 2.4.



*Figura 2.5-* Differenza tra la curva di ritenzione idrica per suoli sabbiosi e argillosi

I cicli di isteresi sono dovuti a quattro cause concomitanti: l'effetto geometrico dei suoli chiamato anche effetto "bottiglia di inchiostro"; la variazione degli angoli di contatto; la presenza o meno di aria all'intero dei pori; le contrazioni volumetriche della matrice solida.

L'effetto geometrico è causato dalla irregolarità dei pori nei suoli. Le forze capillari dipendono inversamente dal raggio di curvatura dei menischi che si vanno a formare al contatto tra l'acqua, l'aria ed il suolo. Questo raggio di curvatura dipende a sua volta dalla forma geometrica dei pori. All'interno del suolo sono presenti pori di dimensioni diverse, dislocati in diversi punti della matrice solida, e quindi le forze di capillarità sono di diversa intensità. In particolare, in presenza di variazioni di dimensione dei pori si ottiene l'effetto "bocchetta di inchiostro" che è responsabile della formazione dei cicli di isteresi.

Quando il poro è riempito d'acqua il raggio di curvatura del menisco che si forma, indicato con  $r$ , è determinato dalle dimensioni del tubo di collegamento tra più pori che ha dimensioni minori del singolo poro. Quando invece il poro è vuoto, il raggio di curvatura del menisco è

proporzionale al raggio del poro, indicato con  $R$ , e quindi vale la relazione  $R > r$ . Essendo il potenziale capillare proporzionale al reciproco del raggio di curvatura, nel primo caso si avrà:

$$\psi_r = 2 \cdot T / r \quad [2.12]$$

mentre nel secondo caso, si avrà:

$$\psi_R = 2 \cdot T / R \quad [2.13]$$

che rispetta la seguente disuguaglianza:

$$|\psi_r| > |\psi_R| \quad [2.14]$$

Il termine  $T$  rappresenta la tensione superficiale all'interfaccia acqua-aria ed il suo valore dipende dalla temperatura. Il segno negativo sta ad indicare la direzione della pressione generata dalla tensione tangenziale superficiale agente all'interfaccia acqua-aria che è diretta dalla parte concava del menisco, cioè verso l'esterno, come evidenziato nell'equazione di Laplace. Utilizzando la legge di distribuzione idrostatica della pressione riferita ad una superficie isobara ed uguagliata con l'equazione di Laplace si ottiene una formulazione per quantificare il valore della risalita capillare secondo la relazione:

$$h_c = \frac{\psi_{r,R} \cdot \cos \gamma}{(\gamma_{acqua} - \gamma_{aria})} \quad [2.15]$$

dove:  $h_c$  = risalita capillare espressa in m;  $\psi_{r,R}$  = potenziale espresso in termini del raggio del poro  $R$  o del raggio del condotto  $r$ ;  $\gamma_{acqua}$  = peso specifico dell'acqua;  $\gamma_{aria}$  = peso specifico dell'aria;  $T$  = tensione superficiale corrispondente a  $7.75 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-1}$  a  $10^\circ\text{C}$ .

Dal ciclo di isteresi si evidenzia come a parità di contenuto d'acqua nel suolo, il lavoro necessario per la fase di essiccamento, fase in cui il poro si svuota, è maggiore rispetto al lavoro necessario per la fase di inumidimento, fase in cui il poro si riempie.

### **Vasche di suzione**

La funzione  $\theta(h)$  viene in genere misurata in laboratorio su campioni non rimaneggiati di suolo sottoposti a successivi stadi di equilibrio con misure simultanee di  $h$  e  $\theta$  a varie profondità durante una prova di essiccamento. L'apparecchiatura applicata è la vasca di suzione che consente di determinare le caratteristiche della curva di ritenzione

dell'acqua di drenaggio a partire dalla saturazione fino ad una pressione matriciale minima di circa -5,0 m.

I campioni di suolo saturati d'acqua vengono collocati su una barriera porosa sottoposta a diverse suzioni, cioè, a pressioni negative. La barriera porosa consiste in uno o più strati di materiali sottili e la suzione massima consentita dipende dalle caratteristiche di entrata d'aria dell'impianto della vasca di suzione. Una serie di equilibri idrostatici si realizzano tra l'acqua contenuta nei campioni di suolo e un corpo idrico libero contenuto in un sistema di controllo della suzione con potenziale noto. A ciascun livello di equilibrio vengono determinati il contenuto volumetrico di acqua del suolo,  $\theta$ , e il relativo potenziale  $h$ . Tali coppie di valori misurati  $\theta$  e  $h$  rappresentano i punti di rilevamento della curva di ritenzione idrica del suolo. Sebbene il metodo della vasca di suzione sia usato da molti anni (Jamison & Reed, 1949; Jamison, 1958; Clement, 1966), la sua popolarità è aumentata in seguito alla pubblicazione dell'articolo di Stackman *et al.* (1969). Questi autori hanno proposto l'uso di sabbia molto sottile, o di un materiale stratificato, fatto di sabbia e caolino, come mezzo poroso della barriera di suzione. Se riempita solo di sabbia, la vasca di suzione è adatta a misurazioni nel range di suzione da 0,15 a 1,0 m. Il maggior valore di immissione d'aria di una base porosa di sabbia e caolino consente di determinare i dati di ritenzione idrica del suolo ad una suzione di circa 5,0 m. Poiché i campioni indisturbati di suolo vengono generalmente raccolti in cilindri di ottone e di acciaio inossidabile con altezza da 0,03 a 0,05 m e diametri esterni da 0,05 a 0,08 m, una vasca di suzione può contenere generalmente da 20 a 40 campioni di suolo. Varallay (1973) ha descritto il progetto di un contenitore di plastica trasparente dotato di un efficiente, sebbene alquanto elaborato, sistema di drenaggio per eliminare le bolle d'aria da una camera di depressione riempita con acqua. Per suzioni fino a 2,0 m, Ball e Hunter (1988) hanno suggerito l'uso di una barriera porosa fatta di una membrana in microfibra di vetro coperta da uno strato di farina di silice dello spessore di 1 cm.

L'insieme di tali punti rappresenta quindi in maniera discreta la relazione che lega queste due variabili. Per sintetizzare la funzione di ritenzione idrica in letteratura sono state proposte numerose relazioni analitiche in forma parametrica. L'impiego di tali relazioni analitiche rappresenta un efficiente strumento per interpolare o estrapolare i rilievi sperimentali ottenuti da prove di laboratorio o di campo.

## 2.1.5 Idrodinamica del suolo

### 2.1.5.1 Moto dell'acqua nel suolo saturo

Quando si parla di mezzo poroso saturo si assume che l'acqua occupi tutti i pori interconnessi del sistema e che il potenziale totale  $\phi$  sia positivo o al più pari a zero in tutto il sistema medesimo. Il moto dell'acqua in un mezzo poroso saturo a scala macroscopica viene studiato considerando il mezzo come un sistema continuo e applicando l'equazione di Darcy. L'equazione è stata ottenuta da Darcy nel caso di un moto di filtrazione monodimensionale verticale in un mezzo poroso saturo e sufficientemente omogeneo. Inoltre, (i) si è ipotizzato implicitamente di trascurare l'energia cinetica posseduta dal liquido in movimento, considerando che le variazioni di quota piezometrica lungo una generica traiettoria siano di gran lunga maggiori delle variazioni dell'altezza cinetica, e (ii) stante la semplicità dello schema sperimentale, la velocità di filtrazione  $q$  può considerarsi un vettore che ha una direzione pari a quella del filtro poroso, il verso orientato dalla quota piezometrica maggiore  $\phi_1$  a quella minore  $\phi_2$ .

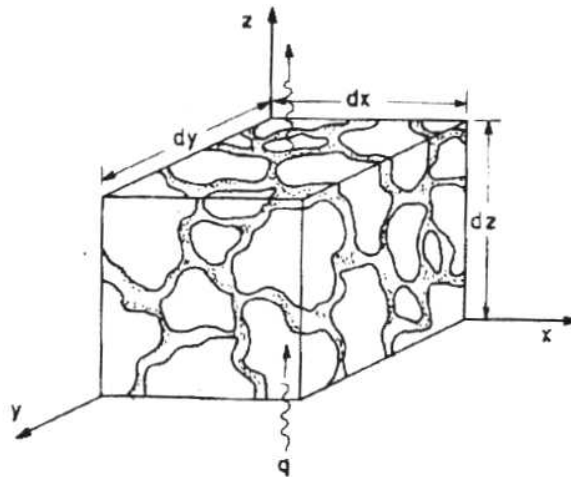
Rinunziando alla descrizione del campo delle velocità reali  $v$  e limitandosi, ai fini della pratica tecnica, all'esame delle velocità fittizie (velocità di filtrazione o di Darcy, cioè ad una portata specifica riferita ad una sezione trasversale del mezzo poroso (figura 2.6) che comprende sia vuoti che particelle solide), conviene operare un'analoga scelta anche per quel che riguarda le pressioni  $p$  e studiare il processo di moto con riferimento ad un mezzo fittiziamente continuo in cui è possibile valutare l'energia specifica totale  $\phi = z + h$ .

Si può scrivere la formula di Darcy per mezzo isotropo e omogeneo nella forma generalizzata vettoriale:

$$\bar{q} = K \nabla \phi \quad [2.16]$$

Ricordando il concetto di moto a potenziale di velocità, si riconosce che  $\phi$  è il potenziale di  $q$ , a meno del segno e di un fattore di proporzionalità pari alla conducibilità idraulica  $K$  (la velocità di filtrazione  $q$  ammette come potenziale il prodotto  $-K\phi$ ).





*Figura 2.6* – Schema di volume elementare di matrice porosa dove  $q_x, q_y, q_z$  sono le componenti del vettore velocità di filtrazione,  $q$ , nelle direzioni  $x, y, z$  del riferimento cartesiano

Come si è già osservato, il campo a potenziale riguarda i vettori velocità di filtrazione che, pur descrivendo il moto ai fini pratici, non rappresentano in alcun modo le reali velocità possedute dal liquido.

Si ricorda che, con maggiore rigore, nel caso in discussione il parametro  $K$  dovrebbe scriversi come  $K_s$  per precisare che ci si sta riferendo ad un mezzo poroso saturo. In un sistema filtrante isotropo e omogeneo,  $K$  rappresenta la portata specifica (cioè per unità di area complessiva) per effetto del gradiente unitario del potenziale idraulico totale. Ha le dimensioni di una velocità,  $[K] = [L \cdot T^{-1}]$ , e nel S.I si misura in m/s, ma sono spesso adoperate le unità di misura di cm/h. Il parametro  $K$  dunque sintetizza la maggiore o minore capacità con cui il liquido viene trasportato nel mezzo poroso; esso dipende certamente dalle caratteristiche del mezzo, ma dovendo tenere conto delle resistenze al moto di tipo viscoso che si esercitano fra liquido e superficie delle particelle solide, deve anche essere funzione delle proprietà fisiche del liquido circolante.

#### 2.1.5.2 Moto dell'acqua nel suolo non saturo

Il movimento dell'acqua in un ammasso poroso naturale i cui pori collegati sono riempiti solo parzialmente di acqua è definito come moto in mezzo non saturo. Fenomeni importanti del ciclo idrologico come l'infiltrazione, il drenaggio, la ridistribuzione dell'acqua del suolo, l'attingimento di acqua da parte delle radici delle piante e l'evaporazione dal

terreno, implicano tutti un movimento dell'acqua in condizioni di parziale saturazione del mezzo poroso.

Storicamente, la teoria del moto d'acqua nei mezzi porosi non saturi fu sviluppata da *Richards* (1931), che estese la legge di Darcy anche al moto in mezzi non saturi. Nelle zone non sature, la fase gassosa (generalmente aria e acqua in fase di vapore) è considerata continua e con un valore di pressione costante, usualmente la pressione atmosferica. La presenza della fase gassosa riduce la conducibilità idraulica del sistema in modi differenti da punto a punto del campo di flusso poiché dipende dai valori locali del contenuto d'acqua. Quindi il fattore di proporzionalità  $K$  della legge di Darcy diventa ora una funzione del potenziale totale e anche del contenuto d'acqua volumetrico  $\theta$ .

Pertanto, in accordo alla schematizzazione di Richards, se si combina la legge di Darcy con l'equazione di continuità si ottiene la seguente equazione parabolica alle derivate parziali:

$$\frac{\partial(\rho_w \cdot \theta)}{\partial t} = \nabla \cdot (\rho_w \cdot \bar{q}) \quad [2.17]$$

dove  $\rho_w$  è la densità dell'acqua,  $\theta$  è il contenuto d'acqua volumetrico, e  $t$  è il tempo.

Una formulazione alternativa per l'equazione del moto può essere ottenuta introducendo la diffusività espressa come  $D = K dh / d\theta [L^2 \cdot T^{-1}]$ :

$$\frac{\partial(\rho_w \cdot \theta)}{\partial t} = \nabla \cdot [\rho_w (K \cdot \nabla z + D \nabla \theta)] \quad [2.18]$$

dove  $z$  è la componente gravitazionale del potenziale totale dell'acqua del suolo.

L'equazione che regge il moto dell'acqua nel suolo non saturo, in condizioni isoterme e in direzione verticale, considerando la massa volumica dell'acqua è la cosiddetta equazione di Richards:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \cdot \left[ D(\theta) \left( \frac{\partial \theta}{\partial z} + K(\theta) d\phi \right) \right] \quad [2.19]$$

I parametri presenti nell'equazione di Richards sono la funzione di ritenzione idrica,  $\theta(h)$ , e di conducibilità idraulica,  $K(\theta)$  che sintetizzano le complesse relazioni tra  $\theta$ ,  $h$  e  $K$ .

L'uso di  $\theta$  come variabile dipendente sembra più efficace per risolvere problemi di moto attraverso i mezzi porosi che presentano modesti valori di contenuto d'acqua. Tuttavia, quando il grado di saturazione è elevato e

prossimo all'unità, l'impiego di quest'ultima equazione mostra difficoltà dovute alla forte dipendenza di  $D$  da  $\theta$ . In particolare, nella zona satura o nella regione della frangia capillare di un mezzo poroso rigido, il termine  $dh/d\theta$  è zero,  $D$  tende all'infinito, e l'Eqz 2.19 perde significato. Inoltre un'equazione del moto che impiega  $\theta$  come variabile dipendente è intrinsecamente debole poiché il contenuto d'acqua in mezzi porosi anisotropi può mostrare brusche variazioni nel dominio del campo di moto.

La scelta di  $h$  come variabile dipendente può invece superare tali difficoltà poiché il potenziale dell'acqua del suolo oltre ad essere una funzione continua dello spazio anche in presenza di mezzi eterogenei, può condurre alla formulazione dell'Eqz 2.18 valida anche nel dominio dei valori di contenuto d'acqua prossimi alla saturazione.

I processi di trasporto dell'acqua nella zona non satura del suolo sono generalmente il risultato di eventi di precipitazione o di interventi irrigui distribuiti su aree ampie rispetto alla profondità del profilo del suolo. La dinamica di tali processi è guidata essenzialmente dalla gravità e dai gradienti verticali delle grandezze che caratterizzano il problema di moto. Queste caratteristiche ci danno l'opportunità di formulare matematicamente i problemi pratici come processi di moto unidimensionali in direzione verticale in suoli non saturi.

### **2.1.5.3 Metodi di misura della conducibilità idraulica**

La determinazione della conducibilità idraulica del suolo,  $K$ , è di fondamentale importanza per l'interpretazione dei fenomeni che coinvolgono i flussi di acqua e di soluti nel suolo. Particolare rilievo applicativo riveste la determinazione di  $K$  in corrispondenza dei valori più elevati del contenuto idrico del suolo in quanto i processi di trasporto dell'acqua avvengono con la massima intensità quando la frazione della porosità totale occupata dall'acqua è rilevante. La dipendenza di  $K$  dalle caratteristiche granulometriche e strutturali del suolo, che determinano la distribuzione dei pori, induce una notevole variabilità nello spazio e nel tempo della suddetta grandezza. Nella quasi totalità dei casi, la misura di  $K$  è praticamente puntuale, interessando un'area di qualche decina di  $\text{cm}^2$ .

Conseguentemente, il riconoscimento della struttura spaziale e la deduzione di un valore rappresentativo di  $K$ , per un'area di interesse, impongono l'esecuzione di un numero elevato di rilievi, da ripetere eventualmente nel tempo, con un onere sperimentale rilevante.

Nel paragrafo seguente vengono descritti i metodi di laboratorio più utilizzati per la determinazione della conducibilità satura in relazione all'obiettivo della tesi.

### ***Permeametro a pressione costante e variabile***

La misura della conducibilità idraulica alla saturazione  $K_s$  è eseguita in laboratorio su un campione di suolo contenuti in cilindri di dimensioni note. Quando si vuole determinare la  $K_s$  rappresentativa di quel sito, i campioni vanno presi non rimaneggiati ed in numero appropriato. I campioni di suolo sono posti su un disco Perspex perforato coperto alla base da un garza e collocati in una vasca. In base alla tipologia di suolo, il campione può essere sottoposto a due diversi metodi di misura:

- permeametro a carico costante, per suoli con granulometria grossolana (es. per suoli sabbiosi). Il metodo si basa sull'applicazione della legge di Darcy, ad un campione saturo, sottoposto ad una differenza di pressione costante, creata e mantenuta sul campione di suolo, in cui si genera un flusso stazionario di acqua che viene misurato. La conducibilità è data:

$$K_s = \frac{VL}{At(H_2 - H_1)} \quad [2.20]$$

dove  $V$  (cm<sup>3</sup>) è il volume di acqua passata nell'intervallo di tempo  $t$  (d) attraverso una sezione di area  $A$  (cm<sup>2</sup>) quando la pressione applicata tra le due basi dell'anello di lunghezza  $L$  (cm) è  $(H_2 - H_1)$  (cm).

- Permeatro a carico variabile, per suoli con granulometria fine (esempio, suoli argillosi). Si impone quindi un carico d'acqua di riferimento ( $h_{rif}$ ) mantenuto costante grazie ad uno sfioro all'esterno della vasca medesima. La misura della conducibilità idraulica satura si effettua cronometrando il tempo di risalita dell'acqua dal punto  $h_0$  al punto  $h_1$ . Si procede facendo partire il cronometro al tempo  $t_0$  e contemporaneamente si misura il livello d'acqua  $h_0$  mediante la lettura con idrometro ventesimale all'interno del campione. Trascorso un tempo  $\Delta t$  opportuno oppure un adeguato aumento del livello d'acqua all'interno del campione, si effettua la seconda misura al tempo  $t_1$  e si misura il livello d'acqua  $h_1$ .

Applicando la legge di Darcy ed integrandola fra i tempi  $t_0$  e, si ottiene la seguente relazione per il calcolo della conducibilità idraulica alla saturazione,  $K_s$ :

$$K_s = \frac{L}{t_1 - t_0} \ln \left( \frac{h_0 - h_{rif}}{h_1 - h_{rif}} \right) \quad [2.21]$$

### 2.1.6 Curva di conducibilità idraulica del suolo

Quando il sistema poroso è solo parzialmente saturo il coefficiente di proporzionalità nella legge di Darcy non è più una costante per un dato suolo, ma diventa anch'esso variabile in funzione del contenuto d'acqua,  $K(\theta)$ , o del potenziale  $K(h)$  ed è nota come funzione di conducibilità idraulica.

In condizioni di saturazione parziale una parte dei pori del mezzo è impegnata dalla fase gassosa; il processo di moto può quindi interessare solo quella frazione dello spazio poroso occupata dall'acqua. A questa diminuzione dell'area utile al moto si associa anche un aumento della tortuosità dei percorsi in grado di condurre acqua nell'ambito del mezzo poroso, dovuto agli ostacoli al movimento dell'acqua rappresentati dai pori occupati dalla fase gassosa. Se si considera anche che, per le leggi della capillarità, i pori a svuotarsi per primi sono quelli a diametro maggiore, cioè quelli con maggiore capacità di condurre acqua, si può affermare che la relazione tra  $K$  e  $\theta$  o tra  $K$  e  $h$  è fortemente non lineare. Il fenomeno dell'isteresi manifestato dalla funzione di ritenzione si manifesta anche per la funzione di conducibilità; poiché evidenze sperimentali hanno mostrato che la magnitudine dei fenomeni di isteresi tra  $K$  e  $\theta$  è minore rispetto a quella esistente tra  $K$  e  $h$ , si preferisce di solito riferirsi alla funzione di conducibilità come alla relazione tra  $K$  e  $\theta$ .

La determinazione sperimentale della funzione di conducibilità pone problemi maggiori rispetto alla funzione di ritenzione in quanto è una grandezza non misurabile direttamente. In ogni caso  $K$  varia di parecchi ordini di grandezza non solo fra suoli diversi ma anche per uno stesso suolo al variare del contenuto d'acqua o del potenziale. In figura 2.7 a titolo di esempio sono riportate le funzioni di conducibilità idraulica  $K(h)$  per un suolo sabbioso e per un suolo argilloso.

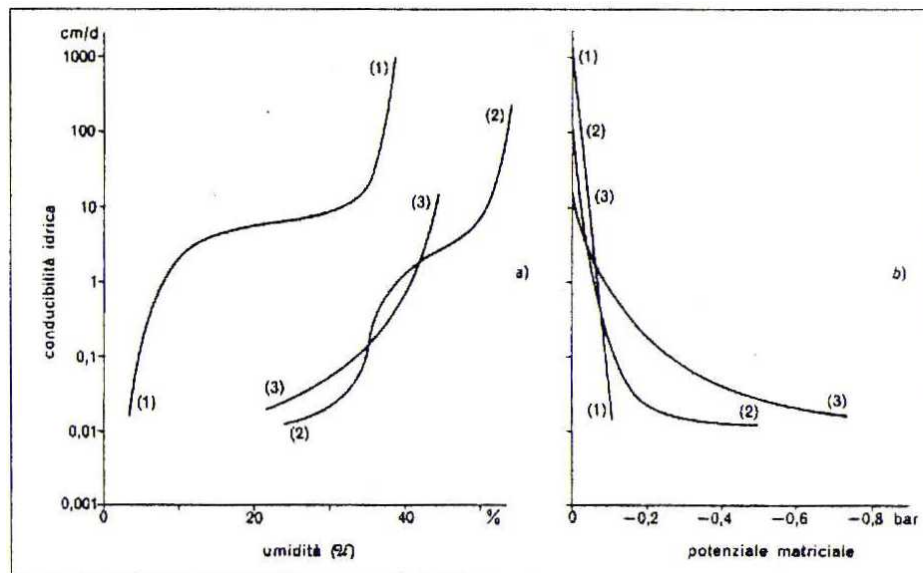


Figura 2.7 – Conducibilità idraulica per diverse tipologie di suoli (Cavazza, 1971)

Da tale rappresentazione si evidenzia innanzitutto l'elevata variabilità dei valori della conducibilità associata alle variazioni del potenziale per ciascuna classe di suolo. Emerge poi il differente comportamento delle due classi di suolo. Il suolo sabbioso, nel campo prossimo alla saturazione, mostra valori della conducibilità più elevati rispetto al suolo sabbioso; il comportamento si inverte ai valori minori del potenziale. Il diverso comportamento si può spiegare con le differenze nella distribuzione di frequenza del diametro dei pori e nella tortuosità mostrate dai due tipi di suolo. Oltre ai pori capillari, il suolo contiene macropori in cui l'acqua non è influenzata da forze di menisco. Tali macropori hanno origine da crescita e decadenza delle radici, attività edafiche del suolo e contrazione nei suoli argillosi. I macropori svolgono un ruolo importante nel moto dell'acqua soprattutto durante il processo di infiltrazione.

## 2.2 Principali processi idrologici che controllano la risposta idrologica del suolo

I versanti sono le unità territoriali elementari caratterizzanti la risposta idrologica dei bacini idrografici. La comprensione dei processi idrologici a scala di versante è essenziale per la soluzione di diverse problematiche riguardanti la gestione delle risorse idriche e territoriali a scala di bacino. In questo ambito, le maggiori difficoltà derivano dalla mancanza di dati sperimentali, generalmente quantitativamente e qualitativamente insufficienti per identificare le complesse interrelazioni fra i processi che

concorrono alla dinamica spazio-temporale dell'acqua negli orizzonti più superficiali del suolo e nella formazione ruscellamento superficiale.

Queste interrelazioni sono ancor più complesse in aree a clima Mediterraneo, caratterizzate da una spiccata stagionalità delle condizioni climatiche e che risultano vulnerabili non solo alla siccità, ma anche all'erosione ed agli squilibri nella gestione del territorio e delle risorse idriche. In tali condizioni, un'accurata descrizione delle interazioni che hanno luogo fra l'acqua nel suolo e la vegetazione, attraverso i fenomeni evapotraspirativi, deve anche tenere conto che la struttura di variabilità spaziale del contenuto d'acqua negli strati superficiali del suolo è influenzata dalla vegetazione ed influenza, a sua volta, fenomeni quali la formazione del ruscellamento superficiale e dell'erosione del suolo.

Queste problematiche richiedono oggi necessariamente un'analisi quantitativa dei processi che sottendono le dinamiche del sistema SVA e un miglioramento delle conoscenze scientifiche circa gli effetti che i processi idrologici esercitano sulla distribuzione, la struttura e il funzionamento degli ecosistemi nonché, allo stesso tempo, degli effetti dei processi biotici sul ciclo delle acque (Nuttle, 2002). Fra questi, i processi di moto dell'acqua nel suolo assumono un ruolo importante, soprattutto in quelle zone in cui il contenuto d'acqua nel suolo può rappresentare un elemento di controllo dominante sulla dinamica della vegetazione (Porporato et al., 2002).

### **2.2.1 Intercettazione fogliare**

L'intercettazione è una componente del bilancio idrologico e rappresenta una frazione variabile delle piogge incidenti. Il processo è stato descritto sin dagli inizi di questo secolo da Horton (1919) e successivamente dimostrato da Grah & Wilson (1944). L'analisi del fenomeno mostra che all'inizio di una pioggia la maggior parte delle gocce di acqua sono intercettate dalla vegetazione e si accumulano fino a quando le forze di tensione superficiale sono superate dalla forza di gravità. La quantità di acqua intercettata dalla copertura forestale dipende dalle caratteristiche strutturali dei popolamenti (composizione specifica, età, densità, profilo verticale, grado di copertura) e da quelle della pioggia (intensità e durata). Il processo di intercettazione fogliare e la sua successiva evaporazione non è sempre considerato come un processo importante del ciclo idrologico. Ciò è in parte dovuto alle difficoltà tecniche inerenti alle misurazioni dell'intercettazione (Lundberg et al., 1997; Llorens e Gallart, 2000), è anche generalmente considerato come un flusso

minore, soprattutto per la generazione delle piene, sebbene l'intercettazione influenzi notevolmente le antecedenti condizioni di umidità del suolo, che sono molto importanti per la generazione del ruscellamento superficiale (*Roberts e Klingeman, 1970*). Pertanto, l'intercettazione è regolarmente trascurata nei modelli idrologici, o considerata come una percentuale fissa della precipitazione.

Come risultato, dopo la calibrazione del modello, l'intercettazione è generalmente compensata da un altro processo come traspirazione o evaporazione del suolo (*Savenije, 2004*). Inoltre, le misurazioni dell'intercettazione si concentrano generalmente sull'intercettazione della chioma dell'albero. L'evaporazione dall'intercettazione può ammontare fino al 20-50% della precipitazione. Ad esempio, *Rutter et al. (1975)* hanno trovato valori di intercettazione della chioma del 12% della precipitazione per quanto riguarda specie della famiglia *Fabaceae*, del 48% per quanto riguarda un bosco di nel Regno Unito.

Tutti questi studi considerano semplicemente l'intercettazione della chioma. Se viene presa in considerazione anche l'intercettazione del sottobosco, l'ammontare totale della precipitazione intercettata può essere due volte tanto. Una notevole differenza tra l'intercettazione della chioma e quella del sottobosco è la capacità relativamente ridotta di immagazzinamento dell'intercettazione per quanto riguarda la chioma rispetto al sottobosco. D'altro canto, la chioma ha un potenziale evaporativo maggiore rispetto all'intercettazione del sottobosco (*Baird e Wilby, 1999*).

L'effetto dell'intercettazione è chiaramente maggiore all'inizio della pioggia, quando il deposito d'acqua sulla vegetazione si sta ancora costituendo. E' anche chiaro che il vento riduce il deposito d'acqua e aumenta il tasso di evaporazione, ha l'effetto di ridurre l'intercettazione durante precipitazioni brevi e di aumentarla durante precipitazioni prolungate.

Le caratteristiche fondamentali dell'evento meteorico, che insieme a quelle della copertura vegetale determinano l'entità dell'intercettazione, sono la durata  $t_p$  e l'altezza  $h_p$  della precipitazione. Indicano con  $h_f$  l'altezza che può essere trattenuta dal fogliame, con  $E$  il tasso di evaporazione durante la pioggia, con  $c$  il rapporto tra l'area della superficie evaporante effettiva e quella della superficie di terreno coperta dalla vegetazione, con  $t_p$



la durata della pioggia, si può assegnare all'altezza d'acqua intercettata  $h_i$  l'espressione (Horton, 1919):

$$h_i = h_f + c \cdot E t_p \quad [2.22]$$

è valida se la precipitazione è sufficiente a caricare d'acqua il fogliame e ad alimentare con continuità l'evaporazione.

Horton ha ricavato sperimentalmente, per diversi tipi di alberi, il grafico riportato nella figura 2.8, che rappresenta la dipendenza dell'altezza totale della precipitazione intercettata  $h_i$  dalla durata  $t_p$  (Horton, 1919). Il grafico, ricavato dalle misure eseguite in occasione di diversi eventi, è in accordo con la formula teorica riportata sopra.

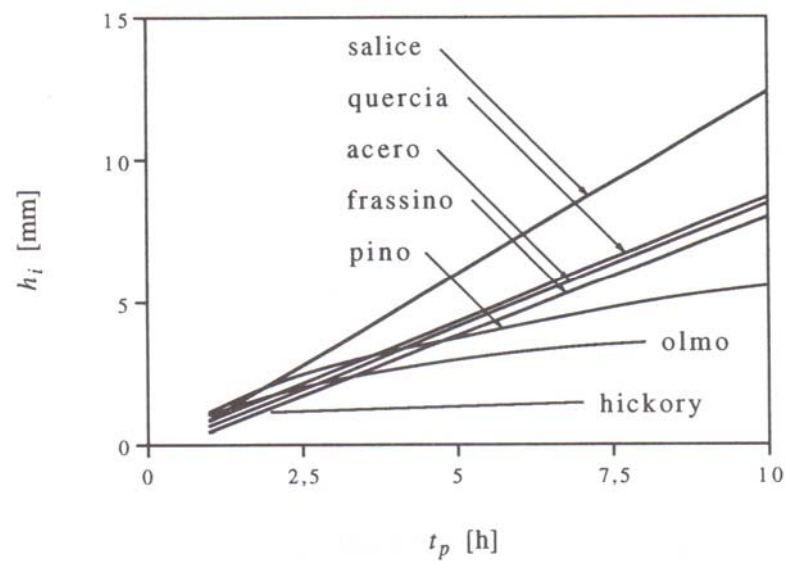


Figura 2.8- Relazione tra intercettazione  $h_i$  e durata della precipitazione  $t_p$  (Horton, 1919)

Secondo i dati di *Linsley et al*, 1949, per alberi delle famiglie delle *Betulaceae*, *Fabaceae*, *Aceraceae* l'intercettazione si può in media assumere uguale al 22% della precipitazione, essendo l'acqua passata attraverso il fogliame circa il 70% e quella scivolata lungo il tronco circa 8%.

Horton ha anche ricavato sperimentalmente il grafico di figura 2.9, in cui è rappresentata la dipendenza dell'altezza totale della precipitazione intercettata  $h_i$  dall'altezza totale di precipitazione  $h_p$  (Horton, 1919). Per diversi tipi di alberi e di piante coltivate (foraggi, cereali e tabacco) Horton ha proposto di esprimere la dipendenza di  $h_i$  da  $h_p$  con la relazione lineare

$$h_i = a + b \cdot h_p^{0.5} \quad [2.23]$$

$a$  e  $b$  sono coefficienti empirici in funzione della specie vegetale,  $h_i$  e  $h_p$  sono espressi in pollici.

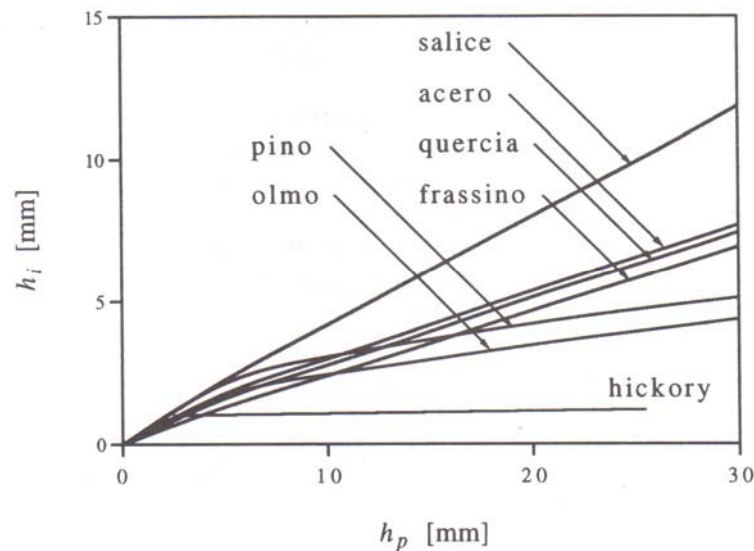


Figura 2.9- Relazione tra intercettazione  $h_i$  e altezza della precipitazione  $h_p$  (Horton, 1919)

### 2.2.2 Evapotraspirazione

Con il termine evapotraspirazione si intende l'acqua che complessivamente si trasferisce dal bacino idrografico all'atmosfera sia per evaporazione dagli specchi liquidi e dal suolo, sia per traspirazione dalle piante. Ai fini pratici poco importa sapere la quantità d'acqua che passa in un modo o nell'altro in quanto il fenomeno globale è il risultato del sovrapporsi di entrambi i fenomeni. A parità di altre condizioni, al crescere della disponibilità dell'acqua nel suolo crescerà il valore dell'evapotraspirazione, ma questo non indefinitamente. Ci sarà un valore limite di evapotraspirazione che non sarà superato anche per maggiori disponibilità di acqua. Tale valore limite prende il nome di evaporazione totale o evapotraspirazione potenziale (Réméniera, 1965; Doorenbos e Pruitt, 1977). L'evapotraspirazione reale  $ET$  è in genere inferiore al valore limite dato dall'evapotraspirazione potenziale  $ET_p$ .

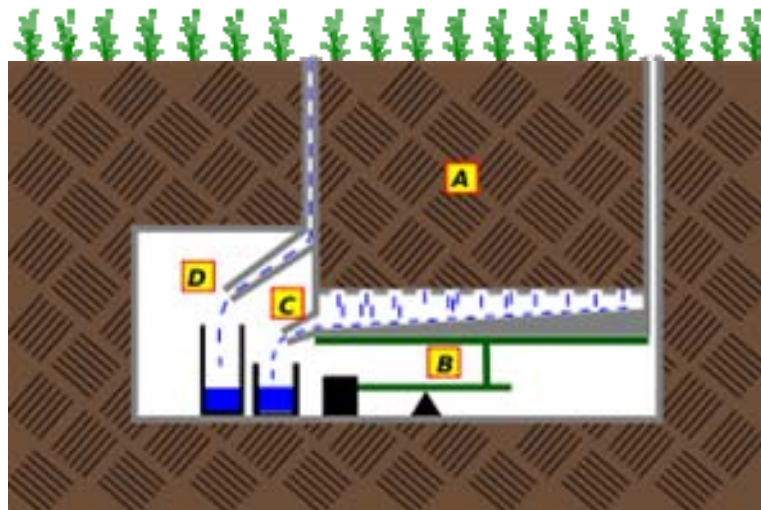
L'evapotraspirazione in un suolo con condizioni di elevata umidità (come dopo una pioggia o dopo l'irrigazione) e con copertura vegetale densa dipende essenzialmente da fattori meteorologici e poco dalla natura del suolo o dal tipo di vegetazione e si può porre ad un valore pressoché uguale all'evaporazione da specchio liquido poco profondo. Pertanto l'evaporazione

da uno specchio d'acqua poco profondo si può assumere come stima approssimata dell'evapotraspirazione potenziale.

La misura sul campo dell'evapotraspirazione viene normalmente fatta tramite i lisimetri (figura 2.10) che consistono in recipienti di elevato volume riempiti di suolo naturale e con vegetazione in superficie, collocati in aperta campagna, e forniti di sistema di drenaggio che permette di mantenere le condizioni di umidità volute nel suolo e di misurare il volume drenato al fondo del recipiente. La misura della quantità d'acqua evapotraspirata in un intervallo di tempo  $\Delta t$  si ottiene applicando al lisimetro l'equazione di continuità:

$$ET = P - Q - \Delta V \quad [2.24]$$

nella quale  $P$  è la quantità d'acqua entrata nello strumento (pioggia o irrigazione fornita),  $Q$  è quella uscita (misurata dagli apparecchi di misura sui dreni),  $\Delta V$  è la variazione di contenuto d'acqua nel suolo che si può misurare con analisi sul suolo o, globalmente, calcolando la variazione di peso del contenuto del recipiente.



*Figura 2.10* – Modello schematico di un lisimetro a pesata: A) suolo in studio, B) Bascula a quadrante, C) Raccolta dell'acqua di drenaggio, D) raccolta dell'acqua di ruscellamento superficiale

Non sempre il contenuto di umidità del suolo è abbastanza alto perché l'evapotraspirazione reale uguagli quella potenziale. In genere, il contenuto d'acqua nel suolo rimane inferiore rispetto a quello ottimale per periodi molto estesi. Inoltre, per determinare correttamente l'evapotraspirazione potenziale, bisogna tener conto che questa non solo varia col clima della regione ma dipende anche dalla vegetazione o coltura che è insediata nello strato superficiale.

Pertanto il calcolo della evapotraspirazione potenziale  $ET_p$  si svolge normalmente in due fasi.

Dapprima si stima il valore dell'evapotraspirazione potenziale di riferimento  $ET_{po}$  attribuita ad una particolare copertura erbosa fitta ed uniforme (alta 8-15 cm in fase di crescita e con abbondanza di acqua). Successivamente si determina l'evapotraspirazione potenziale della coltura  $ET_p$  moltiplicando l'evapotraspirazione di riferimento  $ET_{po}$  per un coefficiente che dipende dal particolare tipo di coltura che si considera e dallo stadio di sviluppo in cui questa si trova.

Per il calcolo dell'evapotraspirazione potenziale di riferimento  $ET_{po}$  si possono utilizzare diversi metodi, a seconda della disponibilità dei dati e dell'accuratezza nelle stime che si vuol raggiungere.

### 2.2.2.1 L'evapotraspirazione potenziale

L'evapotraspirazione potenziale è definita come tasso di evapotraspirazione che si avrebbe se ci riferissimo ad un ideale suolo (nudo o vegetato) in grado di attingere un illimitato rifornimento d'acqua dal suolo, ed in condizioni di equilibrio con le assegnate condizioni atmosferiche. Si tratta quindi di un tasso di evapotraspirazione che dipende solo dalle condizioni meteorologiche ('atmosphere-controlled').

Di seguito si riportano alcuni metodi per la stima dell'evaporazione potenziale. In particolare il primo, l'equazione di Penman, è fisicamente basato, mentre gli altri sono metodi empirici.

#### **Stima dell'evaporazione potenziale con l'equazione di Penman**

L'equazione derivata da Penman (1948), per il calcolo dell'evaporazione potenziale, fu derivata ipotizzando una superficie idrica libera, ma nel proseguo si intende derivare un'equazione più generale applicabile ad ogni superficie umida.

Introduciamo il rapporto di Bowen,  $\beta$ , il quale è pari a

$$\beta = \frac{H}{LE} = \gamma \frac{(T_{z,0} - T_a)}{(e_{a,s} - e_a)} \quad [2.25]$$

dove  $\gamma$  è la costante psicrometrica,  $H$  è il calore sensibile uscente,  $LE$  è il calore latente di evaporazione,  $T_{z,0}$  è la temperatura della superficie del suolo,  $T_a$  è la temperatura dell'aria,  $e_{a,s}$  è la pressione di vapore saturo alla

temperatura superficiale,  $e_a$  è la pressione di vapore effettiva. L'equazione del bilancio energetico può essere scritta nel seguente modo:

$$Q_n = R_n - G - S - P - A_d \quad [2.26]$$

dove  $R_n$  è la radiazione netta incidente,  $G$  è il flusso di calore di conduzione nel suolo,  $S$  è l'energia immagazzinata temporaneamente all'interno del volume,  $P$  è l'energia assorbita dai processi biochimici che avvengono all'interno della pianta,  $A_d$  è la perdita di energia associata al movimento orizzontale dell'aria. Poiché i termini  $S$ ,  $P$ , e  $A_d$  sono trascurabili rispetto agli altri termini del bilancio energetico, si può assumere che:

$$Q_n = R_n - G = LE(1 + \beta) \quad [2.27]$$

Poiché si sta calcolando l'evaporazione potenziale e si sta ipotizzando che la superficie evaporante è in condizioni di saturazione si avrà che il valore della pressione di vapore in corrispondenza della superficie sarà  $e_{a,s} = e^*(T_{z,0})$ .

L'ipotesi essenziale nell'approccio di Penman è che la pendenza della curva della pressione di vapore a saturazione possa essere scritta come differenziale finito, pertanto si ha:

$$\Delta = \frac{de^*}{dT} = \frac{e_{a,s}^* - e_a^*}{T_{z,0} - T_a} \quad [2.28]$$

dove  $e_{a,s} = e^*(T_a)$  è la pressione di vapor saturo alla temperatura  $T_a$ ,  $e_{a,s} = e^*(T_{z,0})$  è la pressione di vapore satura sulla superficie umida.

Poiché  $e_{a,s} = e_{a,s}^*$  per la superficie evaporante umida in condizioni di saturazione, il rapporto di Bowen è pari a:

$$\beta = \frac{\gamma \left[ \frac{e_{a,s}^* - e_a^*}{e_{a,s} - e_a} \right]}{\Delta} \quad [2.29]$$

Dall'Eqz. 2.27 e Eqz.2.28 si ottiene:

$$Q_n = LE \left[ 1 + \left( \frac{e_{a,s}^* - e_a^*}{e_{a,s} - e_a} \right) \right] = \left( 1 + \frac{\gamma}{\Delta} \right) LE - \frac{\gamma}{\Delta} \frac{e_{a,s}^* - e_a^*}{e_{a,s} - e_a} LE \quad [2.30]$$

Il secondo termine della parte di destra dell'Eqz. 2.25 può essere riscritto, ricordando la formula del calore latente:

$$LE = f_e(u)(e_{a,s} - e_a) \quad [2.31]$$

Dall'Eqz. 2.29 e Eqz 2.30 si ottiene l'equazione di Penman (1948):

$$LE = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} Q_{ne} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} LE_A \quad [2.32]$$

dove  $LE_A$  è il potere asciugante dell'acqua ed è quindi pari a:

$$LE = f_e(u)(e_a^* - e_a) \quad [2.33]$$

Dall'Eqz 2.33 si evince che l'evaporazione potenziale è data dalla somma pesata del flusso di energia disponibile ( $Q_n = R_n - G$ ) e del potere asciugante dell'aria; per cui il primo termine della formula è detto termine del bilancio energetico, mentre il secondo termine è quello aerodinamico. I coefficienti di peso sono ottenuti dalla pendenza della curva di vapor saturo,  $\Delta$ , alla temperatura dell'aria e dalla costante psicrometrica,  $\gamma$ , che dipende dalla pressione atmosferica. Esplicitando in Eqz 2.33 il termine  $f_e(u)$ , ricordando anche l'espressione valida per la costante psicometria, può essere riscritta come:

$$LE = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) + \frac{c_p u k^2 (e_a^* - e_a)}{(\Delta + \gamma) \ln\left(\frac{z-d}{z_{om}}\right) \ln\left(\frac{z-d}{z_{ov}}\right)} \quad [2.34]$$

dove  $c_p$  è il calore specifico dell'aria umida,  $u$  è la velocità del vento,  $k$  è la costante di Stefan-Boltzmann pari a  $4.903 \cdot 10^{-9} \text{ MJ K}^{-4} \text{ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ ,  $z$  è la quota sopra la superficie del suolo,  $d$  è l'altezza di riferimento dal suolo,  $z_{om}$  è la costante di integrazione che tiene conto della scabrezza della superficie del suolo,  $z_{ov}$  è la rugosità omogenea equivalente del suolo.

Nell'Eqz. 2.34 si è soliti introdurre la resistenza aerodinamica,  $r_a$  (s/m), che rappresenta la resistenza al trasferimento di massa da un corpo evaporante, dipende dalla velocità del vento e dalla rugosità superficiale ed è definita come:

$$r_a = \frac{\ln\left(\frac{z-d}{z_{om}}\right) \ln\left(\frac{z-d}{z_{ov}}\right)}{k^2 u} \quad [2.35]$$

Pertanto il tasso di evaporazione potenziale stimato tramite l'equazione di Penman è dato da:

$$E_p = \frac{1}{\lambda \rho_w} \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) \quad [2.36]$$

dove  $\lambda$  è il calore latente di vaporizzazione,  $\rho_w$  è la densità dell'acqua.

La formula di Penman è una delle più utilizzate, fornisce risultati soddisfacenti e richiede dati di input meteorologici facilmente misurabili e disponibili o stimabili da altri dati; la base teorica sulla quale è stata costruita ne permette l'applicazione nella modellistica idrologica.

*Pristley e Taylor* (1972) hanno derivato un'equazione simile all'Eqz 2.36 sotto particolari ipotesi (evaporazione da superficie idrica in condizioni di minima avvezione), data da:

$$E_p = \frac{\alpha_e}{\lambda \rho_w} \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) \quad [2.37]$$

dove  $\alpha_e$  è una costante  $> 1$ , solitamente pari a  $1.25 \div 1.3$ .

### **Stima dell'evaporazione potenziale con formule empiriche**

In questa sezione verranno presentati alcuni metodi empirici per il calcolo dell'evapotraspirazione potenziale: il metodo di *Blaney e Criddle* (1950), quello di *Hargreaves* (*Hargreaves et al.*, 1982) e quello di *Thornthwaite* (1948).

- Il metodo di Blaney e Criddle

Tale metodo consiste nel calcolare il valore di evaporazione potenziale relativo ad un dato mese per mezzo della formula:

$$E_p = a_{BC} + b_{BC} f_{BC} \quad [2.38]$$

dove  $f_{BC}$  è un fattore empirico, dato da

$$f_{BC} = p(0.46T + 8.13) \quad [2.39]$$

con  $T$  (°C) temperatura media in °C,  $p$  è la durata astronomica del giorno, espressa come percentuale del totale di ore diurne dell'anno, e dipende esclusivamente dalla latitudine;

$$a_{BC} = 0.0043RH_{\min} - \frac{n}{N} - 1.41 \quad [2.40]$$

dove  $RH_{\min}$  è l'umidità relativa giornaliera minima espressa in percentuale.

- Il metodo di Hargreaves

Il metodo di Hargreaves, utilizzato per il calcolo dell'evaporazione effettiva giornaliera, adotta un approccio di tipo empirico per la determinazione dell'evapotraspirazione potenziale. È usato generalmente

quando i dati meteorologici a disposizione hanno una discretizzazione con intervallo di tempo piuttosto ampio.

La formula originale di Hargreaves calcola l'evaporazione effettiva nota la radiazione solare e la temperatura:

$$E_p = 0.0023 S_o \sqrt{\delta_T} (T + 17.8) \quad [2.41]$$

dove  $\delta_T$  è la differenza tra valore massimo e valore minimo della temperatura media mensile, in °C,  $S_o$  è la radiazione solare extraterrestre,  $T$  è la temperatura espressa in °C.

- Il metodo di Thornthwaite

*Thornthwaite* ha proposto un metodo per la simulazione dei fenomeni idrologici di un bacino, essenzialmente rivolto alla valutazione del deficit agricolo medio, che si basa sull'uso di una formula del calcolo dell'evapotraspirazione di una generica copertura vegetale. La formula è:

$$ET_p = c T^a \quad [2.42]$$

dove  $ET_p$  (cm/mese) è l'evapotraspirazione mensile relativa ad un mese di trenta giorni ed a una durata di insolazione di dodici ore su ventiquattro,  $T$  (°C) è la temperatura media del mese,  $c$  ed  $a$  sono due parametri il cui valore dipende dal clima del luogo considerato.

I parametri  $c$  ed  $a$  sono entrambi funzioni dell'indice termico annuale  $I$ , dato da:

$$I = \sum_{i=1}^{12} \left( \left( T_i / 5 \right)^{1.514} \right) \quad [2.43]$$

dove  $T_i$  (°C) è la temperatura media mensile. Le espressioni di  $a$  e  $c$  sono:

$$a = 0.0161I + 0.5 \quad [2.44]$$

$$c = 1.6(10/I)^a \quad [2.45]$$

La formula di Thornthwaite, che implica l'uso dell'indice termico  $I$ , che dipende dalle temperature medie di tutti i mesi dell'anno, compresi quelli che seguono il mese considerato, è stata proposta nell'ambito di indagini che prendono in considerazione un anno medio. Volendo estenderne l'uso alla stima dell'evapotraspirazione potenziale dei singoli mesi di una serie storica, occorre ovviamente assumere  $I$  costante per una data località, uguale al valore corrispondente alle medie delle temperature mensili calcolate su un periodo abbastanza lungo.



### 2.2.2.2 L'evapotraspirazione effettiva

L'evapotraspirazione effettiva è solitamente inferiore a quella potenziale, in quanto l'umidità del suolo è inferiore a quella in condizioni di saturazione. Si dice pertanto che il processo evaporativo è controllato dal suolo (*soil-controlled*) o dalla vegetazione (*plant-controlled*).

L'evapotraspirazione effettiva  $ET$  di una generica area vegetata può essere espressa schematicamente ed in maniera semplificata come:

$$ET = E_s(1 - f_v) + T f_v \quad [2.46]$$

dove  $E_s$  è l'evaporazione da suolo nudo,  $T$  è la traspirazione,  $f_v$  la percentuale di vegetazione, e, viceversa,  $(1 - f_v)$  quella di suolo nudo. Nel seguito vengono descritte dettagliatamente le due componenti  $E_s$  e  $T$  dell'evapotraspirazione.

### 2.2.2.3 Evaporazione effettiva da suolo nudo

Il processo di evaporazione da suolo nudo può essere distinto in tre stadi, così come mostrato in figura 2.11. Ipotizzando che lo stato di umidità iniziale corrisponda allo stato di capacità di campo: in questa condizione l'evaporazione procederà velocemente e ad un tasso molto vicino a quello potenziale, e pertanto, l'evaporazione è prossima a quella da superficie liquida. Ci troviamo quindi in condizioni controllate dall'atmosfera (*atmosphere-controlled*). In queste condizioni l'evaporazione sarà funzione di tipici fattori atmosferici, quali, velocità del vento, energia disponibile alla superficie o deficit della pressione di vapore.

Si ha la transizione verso il secondo e terzo stadio quando il suolo non è in grado di fornire alla superficie acqua sufficiente a soddisfare la domanda evaporativa. In questo caso il fenomeno è controllato dalla conduttività idraulica del suolo ("soil-controlled").

Man mano che il terreno si secca il piano di evaporazione si abbassa e, di conseguenza, l'evaporazione totale diminuisce secondo una relazione quadratica fino a circa un terzo del tasso potenziale quando ci troviamo alla fine del terzo stadio (v.figura 2.11). La forma della curva in questa seconda fase è strettamente correlata al tipo di suolo (per esempio, le argille tendono a perdere più acqua per evaporazione rispetto a suoli sabbiosi che drenano più velocemente).

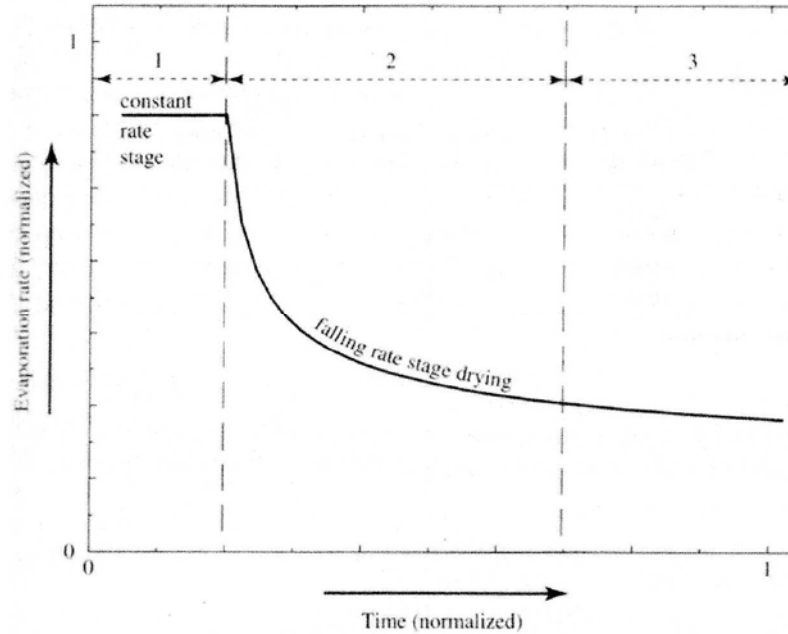


Figura 2.11 – Andamento temporale dell'evaporazione effettiva

L'evaporazione da suolo nudo riguarda principalmente gli strati più superficiali del suolo, interessando nel tempo strati più profondi solo quando il periodo secco è particolarmente lungo. L'evaporazione da suolo nudo ( $E_s$ ) può essere stimata tramite un modello semplice che la esprime come funzione di quella potenziale tramite la relazione:

$$E_s = \alpha(\theta)E_p \quad [2.47]$$

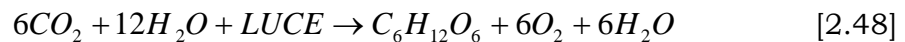
dove  $\theta$  è l'umidità del suolo, e  $\alpha$  è funzione dell'umidità del suolo.

#### 2.2.2.4 Traspirazione effettiva

L'acqua estratta dal suolo dal sistema radicale delle piante viene suddivisa in due parti, una prima viene metabolizzata all'interno dei tessuti e una seconda viene "traspirata" verso l'atmosfera (figura 2.12), *Tindall and Kunkel*, 1999).

La parte di massa d'acqua estratta che viene restituita all'atmosfera attraverso la traspirazione viene detta tasso di traspirazione (figura 2.12).

La crescita ed il mantenimento della pianta dipendono dalla fotosintesi, processo attraverso il quale la pianta acquisisce anidride carbonica ( $CO_2$ ) dall'atmosfera (figura 2.13) e acqua ( $H_2O$ ) dal suolo e, in presenza di luce, produce del semplice zucchero, secondo la reazione:



L'energia necessaria per la reazione è data dai fotoni assorbiti dalle molecole di clorofilla (figura 2.13).

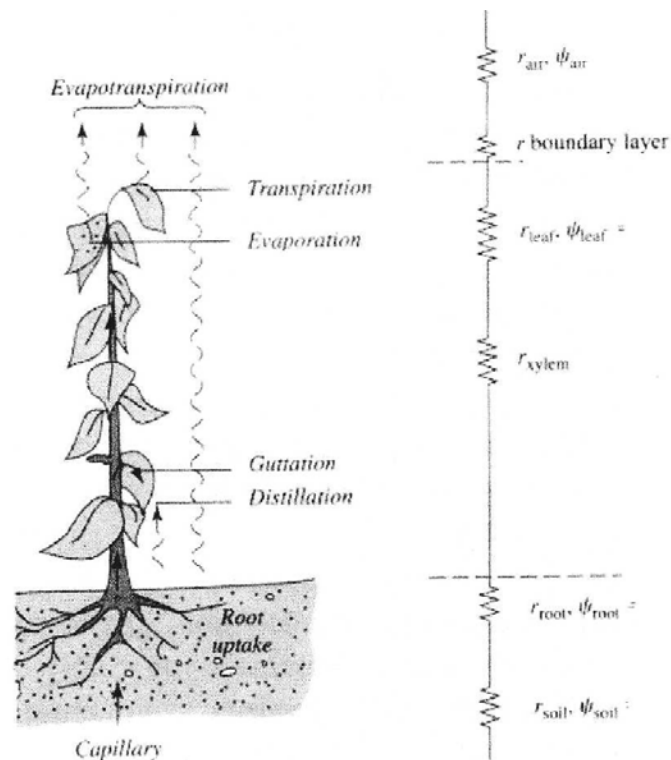


Figura 2.12 – Il processo dell'evapotraspirazione tra vegetazione, atmosfera, e schematizzazione a resistenze dei flussi ( Tindall and Kunkel, 1999)

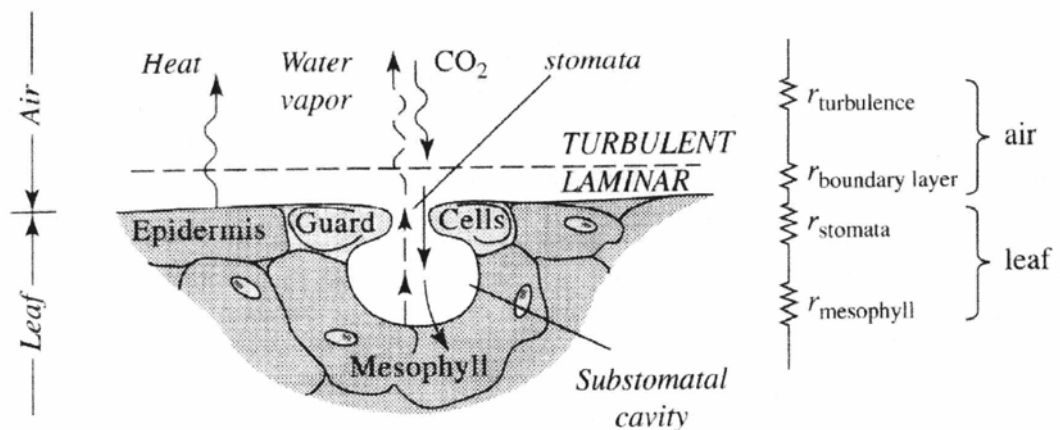


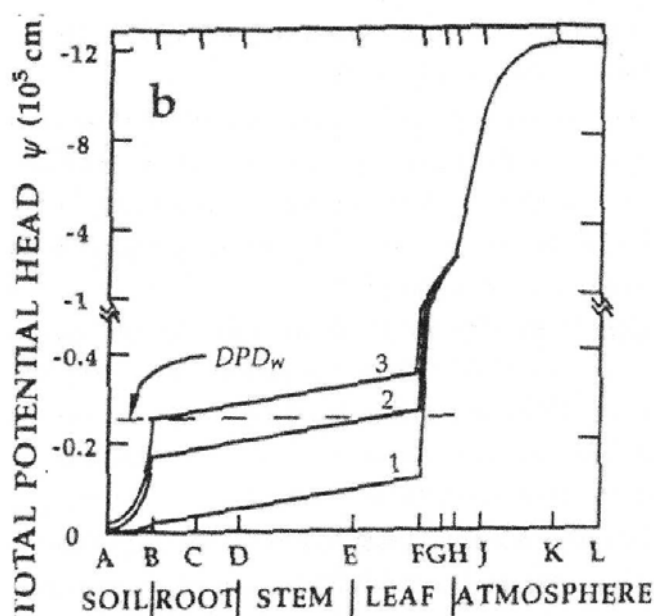
Figura 2.13 – Schematizzazione dei processi che avvengono all'interno dello stoma ( Tindall and Kunkel, 1999)

I pori (aperture) nella superficie della foglia sono chiamati stomi, e le dimensioni e le forme della loro apertura sono stabiliti dalle celle guardiane in funzione dell'intensità della luce, della temperatura e del potenziale idrico.

Le dimensioni dell'apertura stomatica influenzano direttamente il tasso di diffusione del vapore idrico dalla cavità stomatica e quello di acquisizione di CO<sub>2</sub>. Il processo di crescita e sviluppo delle piante è complesso, ed una sua accurata trattazione comprende i processi di fotosintesi, respirazione, traslocazione e senescenza ed in generale la fisiologia delle piante. Pertanto

si rimanda a testi specialistici per una sua completa trattazione (*Aber and Melillo, 2001; Larcher, 1995*).

In tale studio si vuole mettere in evidenza l'influenza del contenuto idrico sul tasso di traspirazione effettivo e descrivere alcune espressioni semplificate che esprimono tale dipendenza. L'acqua è infatti il principale componente del tessuto della pianta (70-90%), ed il gradiente del potenziale idrico è il motore fondamentale del processo di traspirazione. La figura 2.14 mostra un esempio del gradiente di potenziale idrico esistente nel sistema suolo, vegetazione ed atmosfera. Procedendo dal suolo verso l'atmosfera si hanno potenziali sempre più negativi, ed a causa di tale differenza di potenziale si ha il flusso idrico dal suolo verso le radici, poi dalle radici verso il fusto della pianta, ancora dal fusto verso le foglie ed, infine, dalle foglie verso l'atmosfera.



*Figura 2.14* Esempio di valori di potenziale idrico nell'insieme vegetazione, suolo e atmosfera (*Kutilek and Nielsen, 1994*)

Condizioni climatiche particolarmente secche ed aride si ripercuotono anche sul contenuto idrico del suolo e quindi sulla pianta. La diminuzione del potenziale idrico della pianta (e del suo contenuto idrico) porta alla disidratazione del tessuto cellulare causando un raggrinzimento della cellula vegetale che, superate certe soglie, porta all'appassimento delle foglie ("wilting point"). Il potenziale di appassimento permanente assume valori diversi in funzione della specie e dello stadio di sviluppo della pianta, della resistenza allo stress idrico della stessa e dalle condizioni ambientali. Il valore del punto di appassimento di riferimento è quello valido per le specie

erbacee ed è di 1.5 MPa. Tale valore può arrivare ad essere pari a 4÷5 MPa per piante più resistenti quali quelle caratteristiche della macchia mediterranea, che infatti si trovano nelle aree più aride, come le regioni meridionali ed insulari italiane.

Analogamente a quanto accade per l'evaporazione, anche nel caso della traspirazione si può definire un tasso di traspirazione potenziale,  $T_p$ , che corrisponde alla perdita d'acqua dai tessuti delle piante in condizione di stomi completamente aperti, ossia in condizioni tali da rispondere completamente alla domanda evaporativa dell'atmosfera. In tale senso la formula di Penman è stata modificata da *Penman-Monteith* (Allen et al, 1998):

$$T_p = \frac{1}{\lambda \rho_w} \left[ \frac{\Delta}{\Delta + \gamma \left( 1 + \frac{r_c}{r_a} \right)} (R_n - G) + \frac{c_p \rho_a (e_a^* - e_a)}{\left[ \Delta + \gamma \left( 1 + \frac{r_{c,min}}{r_a} \right) \right] r_a} \right] \quad [2.49]$$

dove  $r_{c,min}$  [ $s \cdot m^{-1}$ ] è la minima resistenza della pianta nel processo di traspirazione in condizioni ambientali ottimali (nessuno stress idrico per la pianta), ed è la somma delle resistenze operate dalle diverse componenti della pianta (radice, fusto, foglie) indicate in figura 2.12. Molto spesso tale resistenza viene calcolata con l'equazione:

$$r_{c,min} = r_{s,min} / LAI \quad [2.50]$$

dove  $r_{s,min}$  [ $s \cdot m^{-1}$ ] è la resistenza stomatica minima, e  $LAI$  è l'indice areale delle foglie ("leaf area index"), ossia la superficie totale delle foglie rispetto ad una superficie areale unitaria, che permette di passare dalla resistenza del singolo stoma a quella della pianta. Per quanto concerne il tasso di traspirazione effettivo, esso è controllato anche dall'umidità del suolo oltre che dalle condizioni atmosferiche (*Kutilek and Nielsen, 1994*). Partendo da un suolo in condizioni sature, se l'umidità del suolo decresce, sia il carico idrico che la conduttività satura decrescono, pertanto la richiesta evaporativa è soddisfatta da un aumento del gradiente del potenziale idrico, e ciò causa una contrazione del volume della cellula vegetale e porta ad una perdita di turgore della pianta, che si manifesta con la diminuzione dell'apertura dello stoma della foglia. Infatti, la cavità stomatica ha un meccanismo di regolazione di apertura-chiusura che dipende anche da altri fattori, quali il tipo di pianta e la sua attitudine a sopportare condizioni di stress idrico, e dalle condizioni ambientali

(concentrazione di  $\text{CO}_2$ , temperatura superficiale delle foglie, qualità e intensità della luce). Pertanto il valore di potenziale idrico critico ( $h_d$ ) in corrispondenza del quale lo stoma inizia a chiudersi non è facilmente definibile.

Supponendo di mantenere costanti tutte le variabili in gioco eccetto la domanda evaporativa da parte dell'atmosfera notiamo che il valore critico del potenziale dipende unicamente dal valore di traspirazione potenziale (figura 2.15). Raggiunto il valore di potenziale idrico critico la diminuzione dell'area disponibile dello stoma causa un aumento della resistenza stomatica e un aumento della resistenza fogliare e la traspirazione effettiva risulta quindi ridotta rispetto a quella potenziale (figura 2.12).

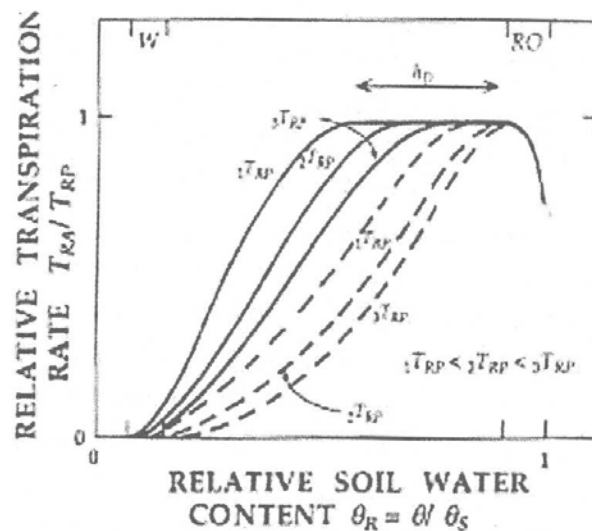


Figura 2.15- Dipendenza della traspirazione effettiva dal contenuto idrico del suolo e dalla traspirazione potenziale. Con  $T_{RA}$  si indica la traspirazione effettiva, con  $T_{RP}$  quella potenziale (Kutilek and Nielsen, 1994)

Un'ulteriore diminuzione del contenuto idrico determina un'ulteriore diminuzione della traspirazione, fino ad arrivare alla condizione limite di appassimento in corrispondenza della quale cessa la traspirazione. Pertanto la traspirazione è pari a quella potenziale per valori di umidità del suolo superiori ad un valore critico,  $\theta^*$ , a cui corrisponde il potenziale  $h_d$ . Da notare che nella maggior parte delle piante, per valori di  $\theta$  prossimi alla saturazione, la traspirazione diminuisce in quanto si creano condizioni anaerobiche per la pianta (figura 2.15).

Dalla figura 2.15 e figura 2.16 è comunque deducibile la forte dipendenza della traspirazione dal contenuto idrico del suolo. Quando si raggiunge un valore di contenuto d'acqua nel suolo inferiore a quello critico

$\theta^*$ , lo stoma inizia a chiudersi e la traspirazione decresce significativamente, fino a cessare completamente per valori di umidità del suolo minori o uguali al punto di appassimento,  $\theta_w$  (v. figura 2.17).

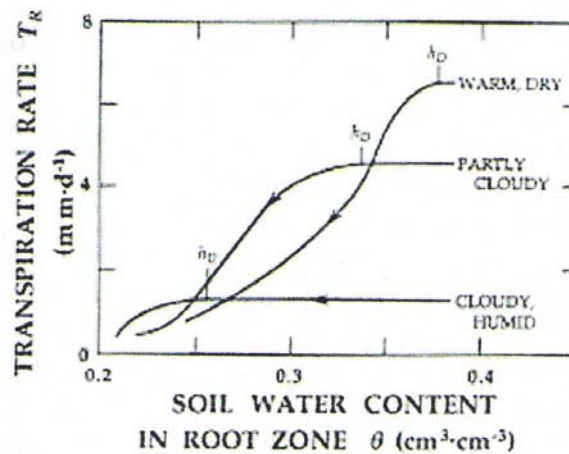


Figura 2.16 – Dipendenza della traspirazione al contenuto d'acqua nel suolo e alla traspirazione (Kutilek and Nielsen, 1994)

### 2.2.3 Ruscellamento superficiale, infiltrazione e redistribuzione del suolo

Lo studio spaziale dei processi idrologici superficiali del suolo è fondamentale per comprendere il comportamento idrologico dei versanti, soprattutto negli ambienti mediterranei, caratterizzati da una spiccata stagionalità climatica (*López- Bermúdez e Albadalejo*, 1990). Inoltre, il forte impatto delle attività umane passate e presenti ha determinato un paesaggio caratterizzato da una copertura vegetativa sparsa e irregolare che influenza notevolmente il comportamento idrologico ed erosivo dei versanti mediterranei.

In tale contesto il meccanismo fondamentale di generazione del ruscellamento superficiale su scala di versante è l'eccesso di infiltrazione o flusso superficiale Hortoniano (*Yair e Lavee*, 1985; *Lavee et al.*, 1998; *Beven*, 2002) sebbene con una notevole discontinuità spaziale (*Calvo- Cases et al.*, 2003).

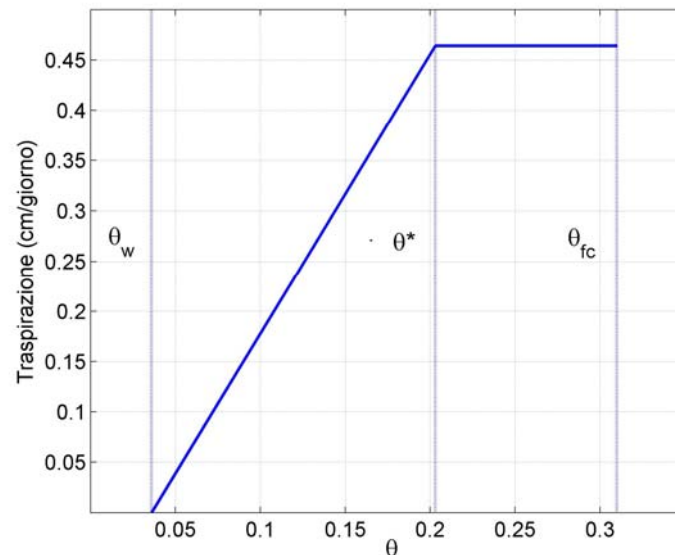


Figura 2.17- Relazione tra la traspirazione e contenuto d'acqua nel suolo:  $\theta_w$  è il contenuto idrico nel suolo corrispondente al punto di appassimento;  $\theta^*$  è il contenuto d'acqua al punto di stress idrico;  $\theta_{fc}$  è il contenuto d'acqua alla capacità idrica di campo.

Strettamente connessa ai meccanismi di generazione del ruscellamento superficiale è la capacità di infiltrazione dei suoli. La capacità di infiltrazione è il fattore più importante di controllo del ruscellamento superficiale. Essa è caratterizzata da un'elevata variabilità spaziale delle proprietà del suolo (struttura, contenuto di sostanza organica, contenuto idrico antecedente all'evento di pioggia, ecc.). Alcune proprietà del suolo sono correlate anche alle caratteristiche della superficie del suolo (copertura vegetativa, croste superficiali, frammenti di roccia, ecc.) solitamente distribuite a chiazze sui versanti (*Brakensiek e Rawls, 1994; Lavee et al., 1998; Maestre e Cortina, 2002; Roth, 2004*). Molte delle situazioni sperimentali sviluppate e utilizzate per ottenere dati sui processi di infiltrazione e ruscellamento superficiale sono state concentrate su piccole particelle sperimentali (variabili nelle dimensioni da meno di 1 m<sup>2</sup> a scala di versante) e, nelle misurazioni sia in caso di eventi pluviali naturali sia in caso di esperimenti pluviali simulati, hanno illustrato l'elevata variabilità spaziale e temporale della risposta idrologica. Sulle particelle coperte da vegetazione, la risposta generale è stata la notevole riduzione dei tassi di ruscellamento superficiale ad una determinata soglia di copertura (cioè 30% in *Francis e Thornes, 1990*, 20% in *Alexander e Calvo, 1990*). La maggior parte delle differenze nei tassi di ruscellamento superficiale è stata correlata non solo alla copertura vegetativa totale ma anche alla diversa



intercettazione, come risultato delle differenze nella fisionomia e struttura delle piante (Wainwright *et al.*, 2000; Casermeiro *et al.*, 2004). Gli ambienti mediterranei sono caratterizzati da una diffusa presenza di copertura di frammenti rocciosi superficiali (Poesen, 1990) che influenzano, in base alla percentuale di copertura, dimensione e posizione (Poesen *et al.*, 1990; Lavee e Poesen, 1991; Poesen e Ingelmo-Sanchez, 1992; Moustakas *et al.*, 1995), la risposta del ruscellamento superficiale ed il processo di erosione (Kirkby *et al.*, 1998). Un altro importante fattore, responsabile della variabilità spaziale della capacità di infiltrazione del suolo e della generazione del ruscellamento superficiale, è la formazione delle croste superficiali (Morin e Benyamini, 1977; Farres, 1978; Roth e Helming, 1992; Greene e Hairsine, 2004). I risultati ottenuti dalla maggior parte degli esperimenti effettuati su scala parcellare consentono di comprendere la risposta idrologica in diverse condizioni di protezione del suolo connesse alle proprietà idrauliche del suolo. Lavee *et al.* (1998) hanno evidenziato come la variabilità della risposta idrologica rifletta l'eterogeneità spaziale delle proprietà del suolo superficiale, e richieda la suddivisione del territorio in aree omogenee distinte per caratteristiche vegetazionali, idrologiche e pedologiche.

Queste aree omogenee, in Lavee *et al.* (2004), sono considerate espressione essenziale, visibile, rilevabile e distinta dalle caratteristiche superficiali del suolo, e quindi come unità di risposta idrologica omogenea. Come conseguenza dell'elevata variabilità della risposta idrologica, il modello concettuale di ruscellamento superficiale descritto per gli ambienti semi-aridi implica la discontinuità del flusso di superficie (Lavee *et al.*, 1998; Calvo-Cases *et al.*, 2003; Boix-Fayos *et al.*, 2006), e da un punto di vista funzionale idrologico è stato descritto come schema a mosaico del ruscellamento superficiale (Yair e Lavee, 1985; Lavee *et al.*, 1998; Ludwig *et al.*, 2005). Questa discontinuità è stata supportata anche da esperimenti basati su simulazioni di eventi di pioggia su multiscala (Bergkamp, 1998; Cammeraat e Imeson, 1999; Wainwright *et al.*, 2000; Wilcox *et al.*, 2003), che hanno mostrato come il tasso e la lunghezza del ruscellamento superficiale decrescano con la lunghezza della particella sperimentale a causa della re-infiltrazione progressiva nel versante.

Tutte queste considerazioni hanno implicazioni funzionali a diverse scale. A scala di pedon, Puigdefàbregas (2005) spiega che l'eterogeneità spaziale è influenzata dalla vegetazione, mentre a scala di particella, è influenzata dalle proprietà idro-pedologiche (Cammeraat e Imeson, 1999). A

scala di versante la discontinuità diventa una separazione idrologica tra le parti del versante, che influenza il contributo del ruscellamento superficiale. L'importanza degli schemi di distribuzione delle componenti superficiali del suolo per i processi idro-ecologici, e soprattutto la distribuzione spaziale della vegetazione, hanno favorito una serie di sforzi per la mappatura e la parametrizzazione delle caratteristiche morfologiche (*Shoshany, 2002; Imeson e Prinsen, 2004; Boer e Puigdefàbregas, 2005*).

La complementarità tra formazione del ruscellamento superficiale e processo di infiltrazione impone una corretta valutazione di quest'ultimo la cui modellizzazione, sebbene esista una amplissima letteratura sull'argomento, è soggetta ad un'elevata incertezza. Tale deriva dall'interazione di una serie di fattori quali: la complessità in sé del processo fisico dell'infiltrazione e quindi di una sua completa modellizzazione; la complessità del dominio in cui tale processo ha luogo, il suolo, e conseguentemente la sua difficile ed onerosa parametrizzazione; l'elevata variabilità temporale dell'infiltrazione influenzata dalle condizioni meteo-climatiche sul bacino esaminato e non ultima l'estrapolazione all'intera superficie del bacino di modelli, e relativi parametri, validi al più alla scala della parcella agraria. L'incertezza di stima del volume di infiltrazione e della sua distribuzione temporale all'interno dell'evento di pioggia può essere ridotta dall'uso del modello che meglio si adegua alla condizione in esame. Ciò non necessariamente è legato al grado di sofisticazione del modello utilizzato, quanto alla rappresentatività dei parametri e delle condizioni che ciascun modello richiede. In tale ottica il presente paragrafo riprende gli elementi di base della fisica dell'infiltrazione, presentando alcuni dei più noti modelli di infiltrazione ed il loro utilizzo nella stima del ruscellamento superficiale.

#### **2.2.3.1 I meccanismi di formazione del ruscellamento superficiale**

I volumi ed i tempi di formazione del ruscellamento superficiale in un versante idrografico sono condizionati dai due principali meccanismi (v. figura 2.15) dovuti all'interazione tra precipitazione meteorica e superficie del bacino, evidenziati sia da lavori sperimentali che di tipo analitico-descrittivo (*Dunne, 1978; Freeze, 1972*).

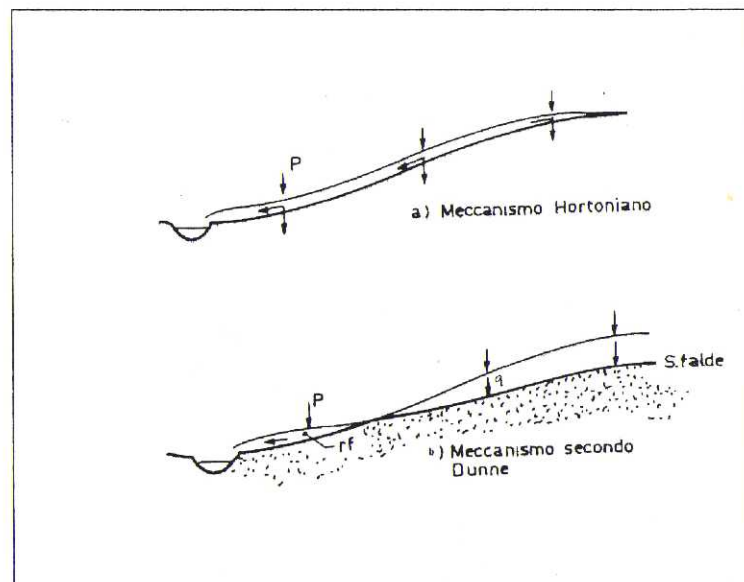


Figura 2.18 – Principali meccanismi di formazione del ruscellamento superficiale

Entrambi i meccanismi in esame sono caratteristici della scala spaziale del versante, il quale è definito dal punto di vista idrologico come l'unità morfologica, priva di vie preferenziali di scorrimento, attraverso cui le acque meteoriche sono convogliate alla sponda del canale, effemerico o permanente, che la sottende.

Il meccanismo individuato da *Horton* (1933), si verifica quando l'intensità della pioggia,  $p(t)$ , supera la velocità di infiltrazione,  $q(t)$ , del suolo producendo un ruscellamento superficiale pari alla differenza fra volume piovuto e capacità di assorbimento nell'unità di tempo. Esso è tipico di quei bacini, caratterizzati da climi aridi e semiaridi, in cui la scarsa vegetazione non ha reso il suolo ricco di materiale organico dotato di alti valori di conducibilità idraulica. Questo meccanismo sottintende l'ipotesi di omogeneità delle caratteristiche del suolo sul versante, per cui la risposta del versante alla sollecitazione meteorica risulta uniforme su tutta la superficie (figura 2.18a) caratterizzata dalla medesima velocità di infiltrazione e stesso tempo di formazione del ruscellamento.

Il secondo meccanismo, noto come *Dunniano* (figura 2.18b) è causato dalla saturazione degli strati superficiali per l'intercettazione del piano di campagna da parte della superficie freatica, dovuta ad un innalzamento della falda per il contributo combinato di acqua subsuperficiale e precipitazione meteorica. *Dunne* (1978) indica questo tipo di meccanismo come caratteristico di aree a clima umido e ricoperte di vegetazione, i cui

bacini sono caratterizzati da dolci pendenze e dove la falda freatica si trova a piccola profondità.

Di seguito si riportano alcuni dei più noti modelli utilizzati alla scala spaziale del versante e di bacino che ripropongono il meccanismo Hortoniano in base all'obiettivo dello studio in esame. Per ciascuno di essi si evidenziano le ipotesi nelle quali sono stati derivati, e le espressioni risolutive della capacità di infiltrazione,  $q(t)$ , e del volume cumulato infiltrato  $F(t)$ , che permettono di determinare il ruscellamento superficiale.

### 2.2.3.2 Modelli di Infiltrazione per superamento della capacità di assorbimento del suolo

I modelli che appartengono a tale categoria sono rappresentativi della formazione del volume di ruscellamento con meccanismo Hortoniano, quando cioè la velocità di infiltrazione in superficie è minore dell'intensità di pioggia nell'intervallo di tempo considerato. Di seguito si riportano i modelli Hortoniani più comunemente usati nella pratica idrologica.

#### *Il modello di Philip*

Il modello di *Philip* (1957) è forse una delle più note soluzioni analitiche dell'equazione di Richards in ipotesi di diffusività variabile e di superficie satura. Per brevità di trattazione si rimanda al lavoro originario (*Philip*, 1957) per l'integrazione analitica dell'equazione di Richards riportando di seguito le espressioni conclusive della velocità di infiltrazione e del volume infiltrato. La prima è rappresentata dall'equazione:

$$q_t = \frac{1}{2} S t^{-\frac{1}{2}} + A \quad [2.51]$$

Il termine  $S$  è dato da:

$$S = S(\psi, K) = 2(n - \theta_i) \left( \frac{D}{\pi} \right)^{\frac{1}{2}} \quad [2.52]$$

ed è una variabile nota come sorptività  $[LT^{-1/2}]$ , calcolabile attraverso l'Eqz. 2.53 in base a misure sperimentali (*Sharma*, 1987). Il termine  $A$  rappresenta la velocità di percolazione e vale per tempi brevi:

$$A = \frac{1}{2} [K(n) + K(\theta_i)] \quad [2.53]$$

Il volume infiltrato,  $F(t)$ , si ricava integrando l'Eqz 2.52

$$F(t) = St^{1/2} + Kt \quad [2.54]$$

*Eagleson* (1978), ricavò un'utile espressione di  $S$  ed  $A$  in funzione dei parametri del suolo e delle condizioni iniziali:

$$A = \frac{1}{2} K_s \left[ 1 + s_i^c \right] \quad [2.55]$$

### **Il Modello di Horton**

Una tipica rappresentazione del primo tipo di meccanismo di rifiuto del terreno (da cui il nome) è quella resa da un approccio concettuale e del fenomeno di infiltrazione fornita dal modello di *Horton* (1933). Esso assume che:

- l'intensità di pioggia sia maggiore della velocità di infiltrazione e quindi la superficie sia satura ( $s=1$ );
- ogni tipologia di suolo sia caratterizzata da una velocità di infiltrazione massima iniziale,  $q_o$ , ed una minima,  $q_f$ , al cui valore tende asintoticamente la velocità di infiltrazione quando la durata dell'evento tende all'infinito;
- in ogni istante dell'evento la variazione dell'intensità di infiltrazione,  $q(t)$ , sia proporzionale, tramite un coefficiente,  $\alpha$ , alla differenza tra la velocità attuale e quella finale:

$$\frac{dq}{dt} = -\alpha(q - q_f) \quad [2.56]$$

Integrando si ha:

$$\ln(q - q_f) = -\alpha t + C \quad [2.57]$$

ed introducendo la condizione iniziale:  $q = q_o$  per  $t=0$  si ricava la:

$$q(t) = q_f + (q_o - q_f) \exp(-\alpha t) \quad [2.58]$$

Il volume specifico cumulato di infiltrazione si ottiene integrando l'Eqz 2.58:

$$F = \int_0^t q dt = q_f t + \left[ (q_o - q_f) / \alpha \right] [1 - \exp(-\alpha t)] \quad [2.59]$$

*Eagleson* (1970) dimostra che l'Eqz. 2.58 risulta essere soluzione dell'Eqz 2.19 in ipotesi di diffusività costante. La stima dello ietogramma di pioggia netta si ricava dalla differenza tra intensità di precipitazione e velocità di infiltrazione per ogni intervallo temporale. Per la sua natura

concettuale i parametri del modello,  $q_0$ ,  $q_f$ , ed  $\alpha$ , sono determinabili per calibrazione. Ad ogni buon conto è corretto far coincidere il valore asintotico,  $q_f$ , con quello della conducibilità idraulica satura,  $K_s$ .

### 2.2.3.3 Modelli concettuali

Vengono così definiti, nella pratica idrologica, quei modelli che ipotizzano il meccanismo dell'infiltrazione di tipo Hortoniano, ma che all'equazione di Richards sostituiscono ipotesi di funzionamento di tipo concettuale. Questi, a dispetto di un minore legame fisico col processo in esame, offrono il vantaggio di una parametrizzazione meno onerosa e soprattutto più facilmente determinabile da un tipo di informazione qualitativa sulla litologia e sull'uso del suolo del bacino.

#### **Il Modello dell'indice $\Phi$**

Il modello ipotizza che le caratteristiche di infiltrazione siano omogenee nel bacino e si mantengano costanti nel corso dell'evento di precipitazione. Si calcola il coefficiente d'afflusso  $\Phi$ , caratteristico dell'evento di piena nella sua globalità, come rapporto tra la precipitazione cumulata netta (P.netta) e la precipitazione cumulata lorda (P.lorda):

$$\Phi = \frac{P.netta}{P.lorda} \quad [2.60]$$

L'altezza cumulata di pioggia netta è posta uguale al volume di piena (diviso per l'area del bacino) osservato alla sezione di chiusura del bacino, e depurato dell'eventuale deflusso di base. La velocità di infiltrazione (costante nel tempo) ( $q$ ) si ottiene per ogni intervallo temporale  $\Delta t$  come:

$$q = \frac{(1 - \Phi)P.lorda}{\Delta t} \quad [2.61]$$

#### **Il modello di Green - Ampt**

Tale modello stima il tasso di infiltrazione ipotizzando un profilo di umidità nel suolo di tipo semplificato. Green-Ampt (1911) ipotizzarono che lungo la verticale,  $z$ , il fronte di infiltrazione fosse orizzontale (figura 2.16) e separasse una zona sovrastante satura ( $\theta_s$ ), da quella inferiore non satura, dove il contenuto d'acqua fosse pari a quello iniziale ( $\theta_r$ ).

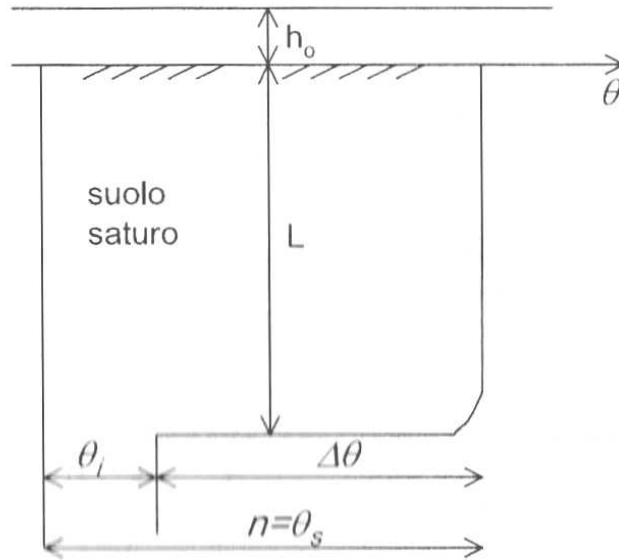


Figura 2.16 – Profilo verticale del contenuto d'acqua nel suolo nel modello Green- Ampt

Detta  $L$  la distanza, lungo la verticale  $z$ , tra la superficie del suolo e la posizione del fronte di infiltrazione, il volume infiltratosi,  $F(t)$ , al tempo  $t$ , è dato da:

$$F(t) = L(n - \theta_i) = L\Delta\theta \quad [2.62]$$

La velocità di infiltrazione viene rappresentata dalla legge di Darcy scritta per la sola zona satura, tra la superficie e il fronte di infiltrazione a profondità  $L$ :

$$q = -K \left[ \frac{h_1 - h_2}{L} \right] \quad [2.63]$$

dove  $h_1$  è l'eventuale tirante idrico sulla superficie del suolo (generalmente  $h_1 = 0$ ) ed  $h_2$  è il carico agente sul fronte di infiltrazione somma del carico capillare,  $\psi$ , e del carico gravitazionale,  $L$ . Questa si può anche scrivere come

$$q = -K \left[ \frac{h_0 - (-\psi - L)}{L} \right] \quad [2.64]$$

se  $h_0 \ll (\psi + L)$  allora l'Eqz 2.65 diventa:

$$q = -K \left( \frac{\psi + L}{L} \right) \quad [2.65]$$

Dall'Eqz.2.66 considerando che  $L = F / \Delta\theta$  e che  $q = dF / dt$  si ha:

$$\frac{dF}{dt} = K \left[ \frac{\psi \Delta\theta + F}{F} \right] \quad [2.66]$$

da cui il volume infiltrato al tempo  $t$  è:

$$F(t) = Kt + \psi(\theta_i)\Delta\theta \ln \left[ 1 + \frac{F(t)}{\psi\Delta\theta} \right] \quad [2.67]$$

e la velocità di infiltrazione:

$$q(t) = K \left[ \frac{\psi\Delta\theta}{F(t)} + 1 \right] \quad [2.68]$$

#### 2.2.3.4 La stima del ruscellamento superficiale

I modelli finora esaminati per la loro formulazione matematica sono rappresentativi della sola capacità di drenaggio del terreno al variare del tempo, assegnate le condizioni iniziali e quelle al contorno, indipendentemente dall'evento di precipitazione meteorica. Questa indipendenza, che si manifesta nell'assegnare la medesima origine temporale allo ietogramma di pioggia e alla curva di infiltrazione, conduce all'incongruenza tra il volume piovuto fino ad un assegnato istante temporale e quello infiltratosi dato che il primo può risultare minore del secondo. Ciò deriva dal supporre che dal primo istante dell'evento meteorico il suolo ha un  $\theta_0$  corrispondente alla condizione al contorno con cui viene calcolata la capacità di infiltrazione.

Tale incongruenza si verifica generalmente all'inizio dell'evento di pioggia quando l'intensità della precipitazione è minore della capacità di assorbimento del terreno. Per evitare tale paradosso, è necessario verificare che, per ogni istante temporale, il volume infiltrato risulti non maggiore di quello piovuto. In caso ciò non si verifichi si trasla, lungo l'asse dei tempi, l'origine della curva di infiltrazione di un tempo,  $t^*$ , tale da soddisfare l'uguaglianza tra volume piovuto ed infiltrato. Una volta quindi assegnato un istogramma di pioggia e una curva di capacità di infiltrazione ci si determina prima il tempo  $t^*$  e  $t_p$ , istante in cui l'intensità di pioggia uguaglia la capacità di infiltrazione,  $i$ .

La determinazione di questi due istanti temporali si ottiene dalla soluzione del sistema:

$$\left\{ \begin{array}{l} \int_0^p i(t) dt = \int_{t^*}^p q(t_p - t^*) dt \\ i(t_p) = q(t_p - t^*) \end{array} \right. \quad [2.69]$$

$$i(t_p) = q(t_p - t^*) \quad [2.70]$$



### 2.2.3.5 Ridistribuzione del suolo

In assenza di infiltrazione, o con falda troppo profonda, e se il profilo non è inizialmente saturo, il movimento dell'acqua viene detto ridistribuzione. Il suo effetto è quello di disperdere l'acqua nel suolo, incrementando l'umidità degli strati più profondi a spese di quelli più superficiali; l'acqua scorre in un terreno insaturo, è sottoposta a tensione e si muove in funzione della tessitura, che condiziona la conducibilità idraulica. Ad essa è legato anche il trasporto dei soluti, che la rende un fenomeno molto importante non solo per l'approvvigionamento idrico delle piante, ma anche per quello nutritivo. Il processo, poiché lo strato asciutto è più profondo del fronte di infiltrazione, conduce l'acqua verso gli orizzonti più bassi. L'entità della ridistribuzione nel tempo dipende non solo dalle proprietà idrauliche di conducibilità del suolo, ma anche dall'umidità sotterranea. Quando lo strato iniziale umido è sottile e la zona che sta sotto è relativamente asciutta, gradienti elevati di tensione causano un rapido aumento della ridistribuzione; d'altro canto, quando lo strato umido è più ingente e al di sotto c'è abbastanza acqua, i gradienti di tensione tendono ad essere bassi, così che la ridistribuzione è più lenta e avviene in primo luogo sotto l'influenza della gravità. Il movimento dell'acqua nel suolo è più veloce in un terreno saturo piuttosto che in uno insaturo e la velocità decresce rapidamente col decrescere dell'umidità. Il processo di ridistribuzione si esaurisce per due ragioni: 1) i gradienti di tensione tra le zone più bagnate e quelle più asciutte diminuiscono (dal momento che le prime perdono e le seconde guadagnano umidità; 2) la zona inizialmente umida si asciuga e nel frattempo la conducibilità idraulica diminuisce, a causa della relazione di proporzionalità tra l'umidità e la conducibilità idraulica. Con il decremento simultaneo di gradiente e conducibilità, il flusso si esaurisce rapidamente. L'avanzamento del fronte umido rallenta rispetto alla fase di infiltrazione, gradualmente si appiattisce e si perde durante la ridistribuzione. L'influenza della tessitura è ovviamente importantissima per il flusso nel suolo. I macropori sono la via attraverso la quale avviene l'infiltrazione in un terreno saturo, ma questi perdono d'importanza man mano che il suolo perde umidità.

## 2.3 Il bilancio idrologico

Il compito dell'Idrologia è affascinante, studiare il ciclo dell'acqua sulla terra per contribuire alla definizione delle politiche di intervento necessarie a: soddisfare i fabbisogni di acqua per la vita, per la salute, per lo sviluppo; prevenire la distruzione degli ecosistemi; ridurre gli effetti dei disastri naturali; problemi di straordinaria rilevanza che si aggravano nel tempo con la diminuzione quantitativa e qualitativa della risorsa acqua, l'aumento esponenziale del territorio antropizzato da risanare e difendere dai fenomeni naturali.

L'idrologo deve fornire gli strumenti predittivi necessari per decidere la gestione delle risorse idriche, la tutela della loro qualità, gli interventi di mitigazione del rischio. Deve perciò capire e conoscere i processi idrologici nel maggior dettaglio possibile. Deve saperli descrivere con la maggior precisione possibile. Deve essere in grado di riprodurre e simulare i processi idrologici che si sviluppano a scala di versante e a scala di bacino, sia quelli naturali sia quelli condizionati o comunque influenzati dall'azione dell'uomo. La nozione di ciclo idrologico è di fondamentale importanza in idrologia. Il ciclo idrologico (o ciclo dell'acqua) rappresenta l'insieme di tutti i processi legati all'acqua nel suo naturale movimento sulla superficie terrestre.

Nel termine ciclo è insita l'idea di un meccanismo di ricircolo come è ben evidenziato nella frase di Leonardo da Vinci:

*".....da cui si può concludere come l'acqua vada dai fiumi al mare e dal mare ai fiumi, quindi costantemente circolando e tornando e come tutti i mari e i fiumi siano passati infinite volte dalla foce del Nilo .....".*

Questo ciclo non ha né principio né fine. Infatti l'acqua, a mano a mano che evapora dagli oceani e dalle terre, diviene parte dell'atmosfera; il vapore sale e viene trasportato fino a che si condensa e precipita sulla terra o sul mare. L'acqua precipitata può essere intercettata dalle piante o traspirata, può infiltrarsi nel suolo o scorrere sulla superficie dei versanti (il cosiddetto ruscellamento superficiale). Gran parte dell'acqua intercettata e traspirata e di quella che ruscella sulla superficie del terreno ritorna nell'atmosfera in seguito ad evaporazione.

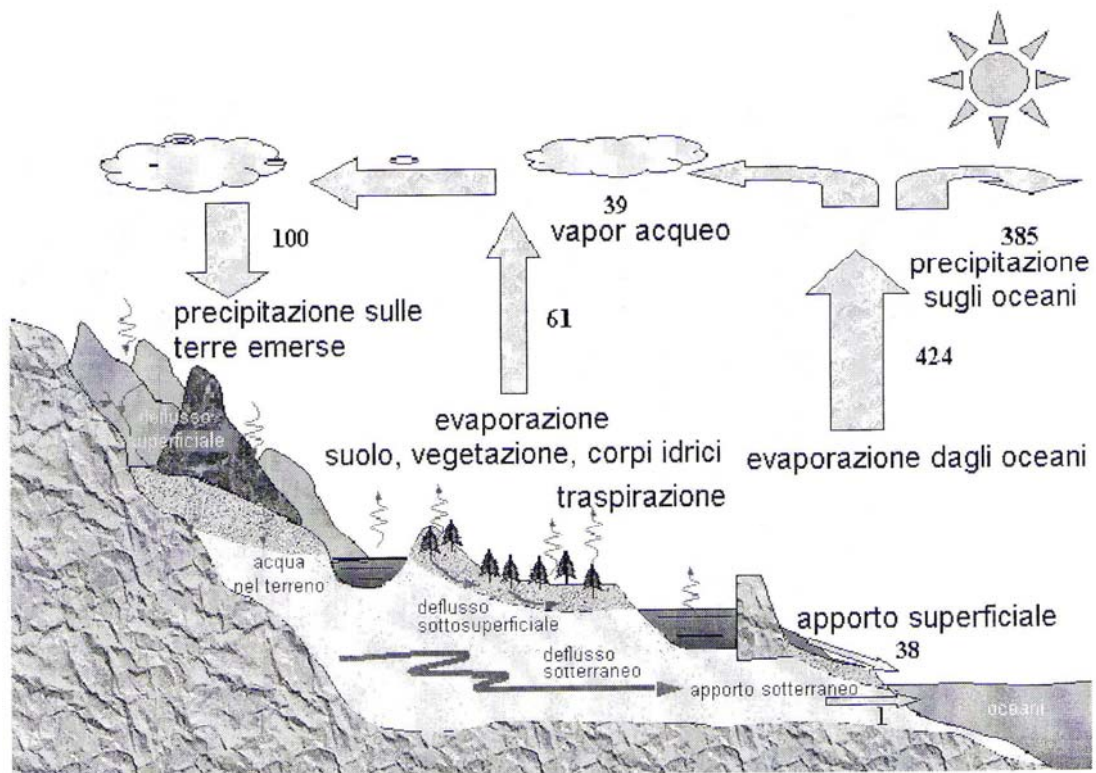
L'acqua che si infiltra nel suolo può raggiungere le regioni più profonde ed ivi raccogliersi sotto forma di acqua sotterranea, per poi eventualmente fuoriuscire sotto forma di sorgente o incanalarsi in un corso d'acqua per

divenire parte delle acque di scorrimento, ed evaporare infine nell'atmosfera per completare così il ciclo idrologico. In tal modo, nel ciclo idrologico hanno luogo complicati processi di condensazione, precipitazione, evaporazione, intercettazione, traspirazione, infiltrazione, percolazione, ritenzione, ruscellamento superficiale, incanalamento, scorrimento. Si è soliti formulare vari diagrammi illustrativi del ciclo idrologico: taluni sono qualitativi, altri descrittivi ed altri ancora quantitativi.

La figura 2.20 rappresenta in maniera schematica il ciclo idrologico del pianeta, in cui i valori relativi alle diverse forme di trasporto sono proporzionali al valore di precipitazione sulle terre emerse che è stato posto pari a 100.

La quantità di acqua totale, il suo bilancio, la sua ripartizione e il suo movimento nell'ambito del ciclo idrologico sono stati oggetto di ipotesi e di numerosi studi. Ciò nonostante, i dati quantitativi sono insufficienti per una conoscenza completa del ciclo idrologico e si possono soltanto stabilire dei valori approssimati di stima per le sue varie componenti.

In linea di principio, il ciclo idrologico è semplice; in realtà, esso è estremamente complesso.



**Figura 2.20-** Flussi all'interno del ciclo ideologico. Le unità sono in termini relativi alla precipitazione annuale sulla superficie terrestre (100= 119.000 Km<sup>3</sup> anno<sup>-1</sup>).

Infatti, non è costituito da un unico grande ciclo, piuttosto da un gran numero di cicli, ristretti a continenti, regioni e zone locali, che rappresentano tutti componenti collegate e interdipendenti del sistema globale.

Il ciclo idrologico può essere descritto analizzando i flussi in ingresso, quelli in uscita, le trasformazioni e i vari livelli di immagazzinamento.

Quantitativamente si applica, quindi, il principio di conservazione della massa, tramite il quale è possibile impostare un bilancio idrologico. Il bilancio può essere formulato con riferimento ad un qualsiasi "volume di controllo" ovvero un elemento tridimensionale attraverso il quale avvengono i flussi in ingresso ed uscita.

L'equazione generale del principio di conservazione della massa per il bilancio idrologico, applicabile ad ogni volume di controllo in un intervallo di tempo,  $\Delta t$ , è la seguente:

$$\frac{\Delta S}{\Delta t} = P - (ET + R + F) \quad [2.71]$$

dove  $S$  sta per immagazzinamento nel suolo,  $P$ , precipitazione,  $ET$ , evapotraspirazione reale,  $R$ , ruscellamento superficiale,  $F$ , infiltrazione. Nei paragrafi precedenti i suddetti termini sono spiegati e analizzati in dettaglio.

In relazione agli obiettivi dell'indagine, il volume di controllo può essere costituito da una parcella di terreno o da un versante, ma l'unità territoriale più conveniente per l'indagine idrologica è quella del bacino idrografico. Il ciclo idrologico a scala globale costituisce un sistema chiuso in termini di bilancio idrologico.

Altrettanto importante è l'identificazione del periodo di riferimento nel quale effettuare il bilancio idrologico. Si può utilizzare una scala temporale mensile, stagionale, annuale, pluriennale. La scala stagionale può coincidere con le stagioni convenzionali (estate, ecc.) o riferirsi a stagioni idrologiche: stagione secca e stagione umida. In ogni caso è essenziale quando si effettua un bilancio idrologico fissare il volume di controllo ed il periodo di riferimento. Si osservi che l'equazione generale del bilancio idrologico precedentemente riportata è valida per bacini ben isolati, in cui gli afflussi pluviometrici siano l'unica componente degli apporti idrici. L'insieme dei processi che, nel loro insieme, costituiscono la trasformazione afflussi-deflussi è rappresentabile, in una forma generale ma sufficientemente completa, nello schema a blocchi della figura 2.21.

Vale la pena porre l'attenzione sul caso di estremo interesse in cui il volume di controllo considera un profilo di suolo (figura 2.22). I movimenti idrici nel sistema suolo-pianta- atmosfera, avvengono sempre da zone a potenziale maggiore a zone a potenziale minore; in un suolo insaturo, lo spostamento avviene lungo la direttrice suolo, pianta, atmosfera. L'atmosfera ha infatti potenziali bassissimi e il moto da suolo insaturo ad atmosfera dovrebbe essere automatico; in realtà ciò non si ha perché nel suolo l'unico meccanismo efficiente di trasferimento idrico è la capillarità, interrotta però dalla disidratazione dello strato superficiale. Le piante vascolari sono inserite in questo "anello debole" del trasporto idrico, ponendo un fascio di capillari tra suolo e atmosfera.

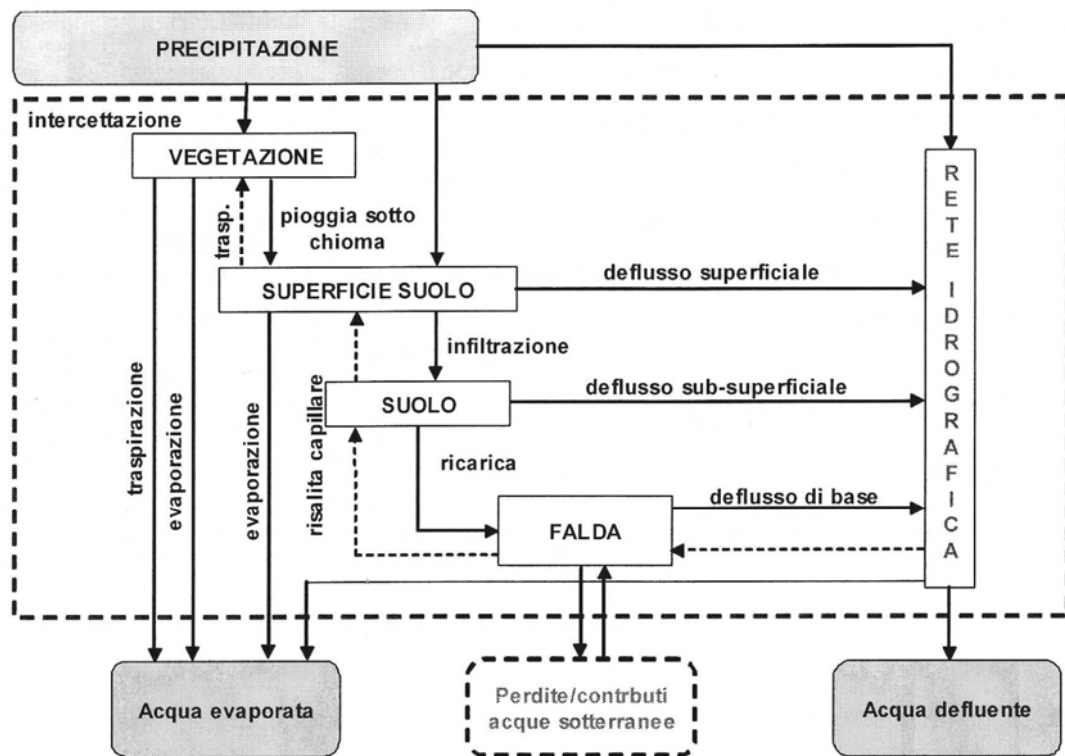


Figura 2.21 – Schema a blocchi per il bilancio idrologico di bacino

L'equazione di conservazione della massa si scrive nel seguente modo:

$$(q_2 - q_1) = -\frac{\partial S}{\partial t} \quad [2.72]$$

essa esprime il fatto che in un intervallo di tempo  $\partial t$ , la variazione della quantità d'acqua ( $\partial S$ , mm) in un orizzonte di suolo  $[z_1, z_2]$  ( $z_1 > z_2$ ) proviene dalla differenza tra il volume (per unità di superficie di suolo)  $q_1 dt$  entrante da  $z_1$  e il volume  $q_2 dt$  uscente da  $z_2$ .

In pratica, il calcolo del bilancio idrico in presenza di vegetazione può essere ben rappresentato dal caso illustrato in figura 2.19. Si stabilisce la quota  $z_0$  alla superficie del suolo ed è preferibile che il limite inferiore del campo di osservazione si situi al di là della zona radicale ( $z_2 = z_r$ ). Il drenaggio profondo ( $D$ ) comprende allora l'insieme delle entrate e delle uscite di acqua dal sistema attraverso la superficie, conoscendo gli apporti della pioggia ( $P$ ) ed eventualmente dell'irrigazione ( $G$ ) che arrivano al suolo, e la quantità d'acqua persa per ruscellamento ( $R$ ) e per evapotraspirazione ( $ET$ ).

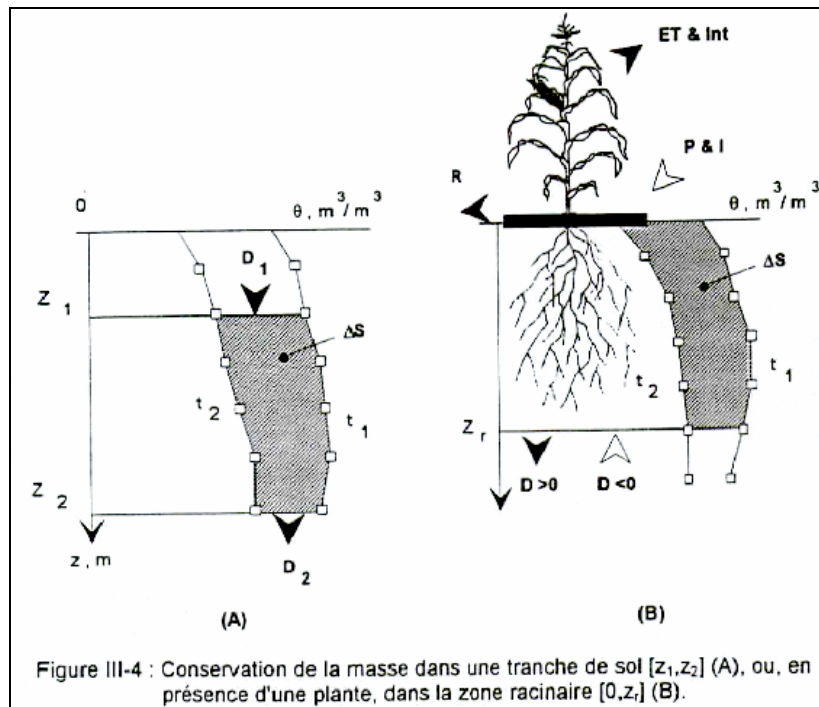


Figura 2.22 - Conservazione della massa in un profilo di suolo  $[z_1, z_2]$  (A), o in presenza di una pianta, nella zona radicale  $[0, z_r]$  (B) (Normand, 1996)

Le piante che presentano un notevole sviluppo fogliare possono intercettare una quantità non trascurabile degli apporti di acqua (pioggia o irrigazione) che evapora, quindi, senza aver raggiunto il suolo. Nel bilancio idrico l'acqua di intercettazione ( $I$ ) può essere considerata insieme al termine di evapotraspirazione. Con la convenzione di orientare positivamente l'asse  $z$  verso il basso, la quantità di acqua  $D$  è positiva se si muove verso il basso. Un apporto per capillarità che risale il profilo si traduce dunque in un drenaggio negativo ( $D < 0$ ). La conservazione della massa nel suolo si scrive pertanto nel seguente modo:

$$\partial S = (P + G - R - ET) - D \quad [2.73]$$

**Bibliografia**

- Aber, J. D., e Melillo, J. M., 2001. *Terrestrial ecosystems*, Academic Press.
- Alexander, R., Calvo, A., 1990. *The influence of lichens on slope processes in some Spanish badlands*. In: Thornes, J.B. (Ed.), *Vegetation and Erosion, Processes and Environments*. John Wiley & Sons, Ltd., Chichester, pp. 385–398.
- Baird, A. J. and Wilby, R. L., 1999. *Eco-hydrology – Plants and water in terrestrial and aquatic environments*, Routledge.
- Ball, B.C., and R. Hunter. 1988. *The determination of water release characteristics of soil cores at low suctions*. *Geoderma* 43: 195-212.
- Bergkamp, G., 1998. *Hydrological influences on the resilience of Quercus spp. dominated geoecosystems in central Spain*. *Geomorphology* 23, 101–126.
- Beven, K., 2002. *Runoff generation in semi-arid areas*. In: Bull, L.J., Kirkby, M.J. (Eds.), *Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-arid Channels*. John Wiley & Sons Ltd., Chichester, pp. 57–105.
- Blaney, H.F.; Criddle, W.O. , 1950. *Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data*. Washington, D.C.: Soil Conservation Service. 48p.
- Boer, M., and Puigdefàbregas, J. , 2005: *Effects of spatially structured vegetation patterns on hillslope erosion in a semiarid Mediterranean environment: a simulation study, Effects of vegetation patterns on erosion*, *Earth Surface Processes and Landforms*, 30, 149-167.
- Boix-Fayos, C., Martínez-Mena, M., Arnau-Rosalén, E., Calvo-Cases, A., Castillo, V., Albaladejo, J., 2006. *Measuring soil erosion by field plots: understanding the sources of variation*. *Earth-Science Reviews* 78, 267–285.
- Bolt G. H., 1976. *Soil physics terminology*. *Bull. Int. Soc. Soil. Sci.*, 49: 26-36.
- Brakensiek, D.L., Rawls, W.J., 1994. *Soil containing rock fragments — effects on infiltration*. *Catena* 23, 99–110.
- Calvo-Cases, A., Boix-Fayos, C., Imeson, A.C., 2003. *Runoff generation, sediment movement and soil water behaviour on calcareous (limestone) slopes of some Mediterranean environments in southeast Spain*. *Geomorphology* 50, 269–291.

- Calvo-Cases, A., Boix-Fayos, C., Imeson, A.C., 2003. *Runoff generation, sediment movement and soil water behaviour on calcareous (limestone) slopes of some Mediterranean environments in southeast Spain*. *Geomorphology* 50, 269–291.
- Cammeraat, L. H, and Imeson, A. C. , 1999. *The evolution and significance of soil-vegetation patterns following land abandonment and fire in Spain*, *Catena*, 37(1-2), 107-127.
- Campbell, G.S., and G.W. Gee. 1986. *Water potential: Miscellaneous methods*. P. 619–633. In A. Klute (ed.) *Methods of soil analysis*. Part 1. Physical and mineralogical methods. 2nd ed. SSSA Book Ser. 5. SSSA, Madison, WI.
- Casermeiro, M.A., Molina, J.A., Caravaca, M.T.D.L., Costa, J.H., Massanet, M.I.H., Moreno, P.S., 2004. *Influence of scrubs on runoff and sediment loss in soils of Mediterranean climate*. *Catena* 57, 91–107.
- Cassel D.K., Klute A. 1986. *Water Potential: Tensiometry*. In *Methods of soil analysis, part 1* (Klute A. ed.), Am. Soc. Agron., Madison, WI, pp. 563-596.
- Clement, C.R. 1966. *A simple and reliable tension table*. *J. Soil Sci.* 17:132-133.
- Doorenbos, J, Pruitt, W.O. 1977. *Guidelines for predicting crop water requirements*, FAO Irrigation and Drainage Paper n.24, Roma, FAO.
- Dunne T., 1978. *Field studies of hillslope flow processes*. *Hillslope Hydrology*, edited by M. J. Kirkby, 227-293, John Wiley, New York.
- Eagleson P.S., 1978. Climate, soil and vegetation (parts 1-7). *Water Resources Research*, 14(5): 705-775.
- Eagleson P.S., 1970. *Dynamics hydrology*. McGraw-Hill Book Company, New York.
- Farres, P., 1980. *Role of time and aggregate size in crusting process*. *Earth Surface Processes and Landforms* 3, 243–254.
- Francis, C.F., Thornes, J.B., 1990. *Runoff hydrographs from three Mediterranean vegetations cover types*. In: Thornes, J.B. (Ed.), *Vegetation and Erosion, Processes and Environments*. John Wiley & Sons, Ltd., Chichester, pp. 363–384.
- Freeze, R.A., 1972. *Role of sun surface flow in generating surface runoff. Upstream sources areas*. *Water Resources Res.* 8, 1272-83.
- Freeze, R.A., 1980. *A stochastic-conceptual analysis of rainfall runoff processes on a hillslope*. *Water Resour Res* 16(2):391–408.



- Gardner W.R. 1965 - *Water content*, in Methods of soil analysis, part 1 (Black, C. A. Ed.). Am. Soc. Agron., Madison, pp. 82-187
- Grah R.F., Wilson C.C., 1944. *Some components of rainfall interception*. Journal of Forestry 42: 890-898.
- Green W.H., and G.A. Ampt. 1911. *Studies on soil physics, part I, the flow of air and water through soils*. J. Agric. Sci., 4(1): 1-24.
- Greene, R.S.B., Hairsine, P.B., 2004. *Elementary processes of soil-water interaction and thresholds in soil surface dynamics: a review*. Earth Surface Processes and Landforms 29, 1077-1091.
- Hargreaves G.H., Samani Z.A.(1982).*Estimating potential evapotranspiration*. Tech. Note, J.Irrig. and. Drain Eng. ASCE 18: pp. 980-984.
- Hillel D., 1982 *Introduction to Soil Physics*. Academic Prees. Orlando, FL, EEUU. 362 pp.
- Horton, R.E, 1919. *Rainfall Interception*, Monthly Weather Rev., vol.47
- Horton, R.E, 1933. *the role of infiltration in the hydrological cycle*. EOS, transaction, American geophysical Union,14, 446-460
- Imeson, A. C., and Prinsen, H. A. M. , 2004.*Vegetation patterns as biological indicators for identifying runoff and sediment source and sink areas for semi-arid landscapes in Spain, Agriculture, Ecosystems and Environment*, 104, 333-342.
- International Atomic Energy Agency. Neutron fluence measurement Technical Reports Series. No. 107. Vienna, International Atomic Energy Agency, 1970.
- Jackson, T.J. 1993. *Measuring surface soil moisture using passive microwave remote sensing*. Hydrologic Processes 7: 139-152.
- Jackson, T.J., D.M. Le Vine, A. J Griffis, D.C. Goodrich, T. J. Schmugge, C.T Swift and P.E. O' Neill. 1993. *Soil moisture and rainfall estimation over a semiarid environment with the ESTAR microwave radiometer*. IEEE Trans Geosci. Rem. Sens. 31: 836- 841.
- Jamison, V.C. 1958. *Sand-silt suction column for determination of moisture retention*. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 22: 82-83
- Jamison, V.C., and I.F. Reed. 1949. *Durable asbeston tension table*. Soil Sci.67: 311-318

- Kirkby, M.J., Abrahart, R., McMahon, M.D., Shao, J., Thornes, J.B., 1998. *MEDALUS soil erosion models for global change*. *Geomorphology* 24, 35–49.
- Kutilek M. and Nielsen D. R., 1994. *Soil Hydrology*. Catena Verlag, Germany, 370 pp.
- Larcher, W., *Physiological Plant Ecology*, Springer, 1995.
- Lavee, H., Calvo-Cases, A., Sarah, P., Boix-Fayos, C., Ben-Shmuel, M., Arnau-Rosalén, E., 2004. *Lessons and experience gained from 20 years of measuring soil erosion and related data in the Mediterranean: future challenges and the way ahead*. In: van Asselen, S., Boix-Fayos, C., Imeson, A.C. (Eds.), *Briefing Papers Of the second SCAPE workshop in Cinque Terre*. SCAPE, Amsterdam, pp. 23–36.
- Lavee, H., Imeson, A.C., Sarah, P., 1998. *The impact of climate change on geomorphology and desertification along a Mediterranean-arid transect*. *Land Degradation & Development* 9, 407–422.
- Lavee, H., Poesen, J.W.A., 1991. *Overland-flow generation and continuity on stonecovered soil surfaces*. *Hydrological Processes* 5, 345–360.
- Linsley, R.K.; Kohler, M.A.; Paulhus, J.L.H. 1949. *Applied Hydrology*, New York, McGraw-Hill Book Company
- Llorens, P. and Gallart, F.: *A simplified method for forest water storage capacity measurement*, *J. Hydrol.*, 240, 131–144, 2000.
- López-Bemúdez, F., Albadalejo, J., 1990. *Factores ambientales de la degradación del suelo en el área mediterránea*. In: Albadalejo, J., Stocking, M.A., Díaz, E. (Eds.), *Degradación y regeneración del suelo en condiciones ambientales mediterráneas*. CSIC-CEBAS, Murcia, pp. 15–46.
- Ludwig, J. A., B. P. Wilcox, D. D. Breshears, D. J. Tongway, and A. C. Imeson., 2005. *Vegetation patches and runoff- erosion as interacting eco-hydrological processes in semiarid landscapes*. *Ecology* 86:288–297.
- Lundberg, A., Eriksson, M., Halldin, S., Kellner, E., and Seibert, J.: *New approach to the measurement of interception evaporation*, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 14, 1023–1035, 1997.
- Maestre, F.T., Cortina, J., 2002. *Spatial patterns of surface soil properties and vegetation in a Mediterranean semi-arid steppe*. *Plant and Soil* 241, 279–291.

- Miyamoto, T., Kobayashi, R., Annak, T., Chikushi, J., 2001. *Applicability of multiple length TDR probes to measure water distributions in an Andisol under different tillage systems in Japan*. Soil Tillage Res. 60, 91-99.
- Morin, J., Benyamini, Y., 1977. *Rainfall Infiltration Into Bare Soils*. Water Resources Research 13, 813-817.
- Moustakas, N.C., Kosmas, C.S., Danalatos, N.G., Yassoglou, N., 1995. Rock fragments. 1. *Their effect on runoff, erosion and soil properties under field conditions*. Soil Use and Management 11, 115-120.
- Nuttle, W.K. 2002. *Eco-hydrology's past and future in focus*. Eos, Trans. AGU 83:205-212.
- Penman, H.L. 1948. *Natural evaporation from open water, bare soil, and grass*, Proc. R. Soc. London A, vol.193.
- Philip, J.R. 1957. *The theory of infiltration: I. the infiltration equation and its solution*. Soil. Sci. 83: 345-357
- Poesen, J., 1990. *Erosion process research in relation to soil erodibility and some implications for improving soil quality*. In: Albadalejo, J., Stocking, M.A., Díaz, E. (Eds.), *Soil Degradation and Rehabilitation in Mediterranean Environmental Conditions*. C.S.I.C., Murcia, pp. 159-170
- Poesen, J., Ingelmo-Sanchez, F., 1992. *Runoff and sediment yield from topsoils with different porosity as affected by rock fragment cover and position*. Catena 19, 451-474.
- Porporato A., P. D'Odorico, F. Laio, L. Ridolfi & I. Rodriguez-Iturbe, 2002. *Ecohydrology of water-controlled ecosystems*, Advances in Water resources, 1335-1348, 2002.
- Priestley, C. H. B., and R. J. Taylor, *On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters*, *Month. Weather Rev.*, 100, 81-92, 1972.
- Puigdefabregas, J., 2005. *The role of vegetation patterns in structuring run-off and sediment fluxes in drylands*. Earth Surface Processes and Landforms, 30, 133-147.
- Réménieras, G. 1965. *L'hydrologie de l'ingénieur*, Paris, Eyrolles.
- Richards L.A., Gardner W., 1936. *Tensiometers for measuring the capillarity tension of soil water*. Jour. Of the American Society of Agronomy, 28: 352-358.

- Richards, L.A., 1931. *Capillary conduction of liquids through porous media*. Physics 1:318-333.
- Roberts, M. C. and Klingeman, P. C.: *The influence of landform and precipitation parameters on flood hydrograph*, J. Hydrol., 11, 393–411, 1970.
- Roth, C.H., 2004. *A framework relating soil surface condition to infiltration and sediment and nutrient mobilization in grazed rangelands of northeastern Queensland, Australia*. Earth Surface Processes and Landforms 29, 1093–1104.
- Roth, C.H., Helming, K., 1992. *Surface seal properties, runoff formation and sediment concentration as related to rainfall characteristics and the presence of already formed crusts*. Soil Technology 5, 359–368.
- Roth, C.H., Malicki, M.A., Plagge, R., 1992. *Empirical evaluation of the relationship between soil dielectric constant and volumetric water content as the basis for calibrating soil moisture measurement by TDR*. J. Soil Sci. 43, 1-13.
- Rutter, A. J., Morton, A. J., and Robins, P. C.: *A predictive model of rainfall interception in forests. II Generalization of the model and comparison with observations in some coniferous and hardwood stands*, J. Appl. Ecol., 12, 367–380, 1975.
- Santini, A., 1997. *Conducibilità idraulica del suolo non saturo*. In Pagliai, M. (coord.), Metodi di analisi fisica del suolo. Franco Angeli Editore, Firenze.
- Savenije, H. H. G.: *The importance of interception and why we should delete the term evapotranspiration from our vocabulary*, Hydrol. Processes, 18, 1507–1511, 2004.
- Schofield R.K. (1935). *The pF of the water in soil*. Trans. 3rd Int. Congr. Soil Sci., 2:37-48. Citato in: Autori vari, Metodi di analisi fisica del suolo, parte VIII, 2 Ed. FrancoAngeli.
- Sharma, K. D. (1986). *Runoff behavior of water harvesting macrocatchments*, Agric. Water Manage., 11, 137– 144, doi:10.1016/0378-3774(86) 90026-0.
- Shoshany, M., & Svoray, T. 2002. *Multidate adaptive unmixing and its application to analysis of ecosystem transitions along a climatic gradient*. Remote Sensing of Environment, 82, 5 –20.
- Stackman, W.P., G.A. Valk, and G.G van der Harst. 1969. *Determination of soil moisture retention curves*, I. 3<sup>rd</sup> revised ed. Institute fir Land and Water Management Research, Wageningen, the Netherlands.

- Talsma T., 1977. *Measurement of the overburden component of total potential in swelling soil*. J. Soil Sci., 32: 499-504.
- Thornthwaite, C.W. 1948. *An approach toward a rational classification of climate*. Geograph. Rev., 38, 55.
- Tindall, J. A., and J. R. Kunkel, *Unsaturated zone hydrology for Scientists and Engineers*, Prentice
- Tomer, M.D., Clothier , B.E., Vogeler, I., Green, S., 1999. *A dielectric- water content relationship for sandy volcanic soils in New Zealand*. Soil Sci. Soc. Am. J. 63, 777-781.
- Topp G.G., Davis J.L., Annan A.P., (1980). *Electromagnetic determination of soil water content measurements in coaxial transmission lines*. Water Resour. Res., 16, 574-582.
- Towner G. D., 1981. *The connection of in situ tensiometer readings for overburden pressure in swelling soil*. J. Soil Sci., 32: 499-504.
- Ulaby, F.T and C. Elachi. 1990. *Radar Polarimetry for Geoscience applications*. Artech House.
- Varallay, G. 1973. *Soil moisture potential and a new apparatus for the determination of moisture retention curve in the low suction range, 0-1 atmosphere*. Agrokémia és Talajtan 22: 1-22 (In Hungarian, with English summary).
- Wainwright, J., Parsons, A.J., Abrahams, A.D., 2000. *Plot-scale studies of vegetation, overland flow and erosion interactions: case studies from Arizona and New Mexico*. Hydrological Processes 14, 2921-2943.
- Wang , J.R., P.E. O'Neill, T.J. Jackson and E.T Engman. 1983. *Multifrequency measurements of the effect of soil moisture, soil texture and surface roughness*. IEEE Geosci. Rem. Sens. 21:44-51.
- Weitz, A.M. Grauel, W. T., Keller, M., Veldkamp, E. 1997. *Calibration of time domain of time domain reflectometry technique using undisturbed soil samples from humid tropical soils of volcanic origin*. Water Resour. Res. 33, 1241- 1249.
- Wilcox, B. P., Breshears, D. D., and Allen, C. D. , 2003. *Ecohydrology of a resource-conserving semiarid woodland: effects of scale and disturbance*, Ecological Monographs, 73(2), 223-239.
- Yair, A and Lavee, H., 1985. *Runoff Generation in Arid and Semi-Arid Zones Hydrological Forecasting*. John Wiley and Sons, New York. 78:183-220.

Yair, A., Lavee, H., 1985. *Runoff generation in arid and semi-arid zones*. In: Anderson, M.G., Burt, T.P. (Eds.), *Hydrological Forecasting*. JohnWiley and Sons, Ltd., pp. 183–220.

Zegelin, S.J, I. White and G.F. Russell. 1992. *A critique of the time domain reflectometry technique for determining field soil- water content*. In: *Advances in Measurement of Soil Physical Properties: Bringing Theory into Practice*. SSSA Spec. Publ. No. 30, SSSA, Madison, Wisconsin, p. 187- 208.

## 3 Capitolo

### 3.1 Modellizzazione e parametrizzazione dei processi dell'Idrologia del suolo

La modellizzazione del bilancio idrologico a diverse scale spaziali ai fini di una efficace gestione delle risorse idriche e per la valutazione degli impatti che i cambiamenti climatici inducono sul regime idrologico è un tema di rilevante interesse sia scientifico sia tecnico. Questa convinzione costituisce lo stimolo maggiore per la comunità scientifica a produrre applicazioni modellistiche sempre più efficienti anche a costo di una maggiore complessità (*Singh e Frevert, 2002*).

Nonostante il notevole sviluppo della ricerca, nel campo della modellizzazione idrologica risultano ancora oggi irrisolte numerose questioni scientifiche, come ad esempio il problema della corretta scala di rappresentazione dei processi idrologici. Si evidenzia l'esigenza di migliorare e sviluppare i modelli. Invece risulta chiara l'indicazione sulla tipologia di modelli da considerare per raggiungere tale scopo: da un lato debbono essere sufficientemente evoluti per poter trattare adeguatamente la variabilità spaziale e temporale degli input idrologici, topografici e geomorfologici, e dall'altro debbono essere sufficientemente semplici in modo tale da non richiedere un elevato numero di parametri e un eccessivo onere computazionale. L'adozione di un modello di riferimento assegna il giusto peso ai diversi fattori che contribuiscono alla formazione dei flussi idrici superficiali.

Perché sono così importanti le simulazioni del bilancio idrologico, con riferimento soprattutto al moto dell'acqua nel suolo?

La corretta modellizzazione dei processi idrologici che regolano il movimento dell'acqua negli ecosistemi naturali è indispensabile ai fini dell'ottimizzazione delle risorse idriche, ma anche per una idonea valutazione dell'impatto delle attività umane sull'ambiente. Il movimento dell'acqua nel suolo occupa un posto fondamentale nel bilancio idrologico in quanto influenza processi ad alto significato ecologico ed economico quali la traspirazione, l'evaporazione, il ruscellamento superficiale e l'innescio dell'erosione del suolo.

I modelli utilizzati per simulare il bilancio idrologico in un profilo di suolo variano, per complessità, dai modelli bucket (*Schroeder et al.*, 1994; *Flint et al.*, 2000) più semplici, ai modelli numerici più complessi che si basano sull'equazione di Richards (*Fayer et al.*, 1992; *Scanlon e Milly*, 1994; *Khire et al.*, 1997; *Stothoff*, 1997).

I modelli bucket si basano su parametri idrologici elementari, ad esempio sul concetto di capacità idrica di campo del suolo nell'area radicale, e il drenaggio profondo si verifica quando la precipitazione supera la capacità idrica di campo e l'evapotraspirazione. Soluzioni numeriche più complesse dell'equazione di Richards sono utilizzate per modellare il bilancio idrologico laddove siano disponibili informazioni dettagliate sui parametri idrologici (*Fayer et al.*, 1992; *Flerchinger et al.*, 1996; *Khire et al.*, 1997).

Molti studi di modellizzazione utilizzati per prevedere la ricarica delle acque sotterranee si basano su modelli di bilancio idrologico 1-D che simulano il drenaggio nell'area radicale (*Rockhold et al.*, 1995; *Kearns e Hendrickx*, 1998). Tali modelli 1-D possono essere applicati ad aree con diverso clima, vegetazione, e pratiche del terreno per determinare l'impatto di questi fattori sui principali processi idrologici. I modelli numerici di bilancio idrologico sono spesso utilizzati per prevedere l'efficacia delle coperture vegetali nel minimizzare l'infiltrazione nel terreno incolto sottostante (*Fayer et al.*, 1992; *Khire et al.*, 1997; *Andraski e Jacobson*, 2000).

Sono state condotte analisi di sensibilità per determinare importanti fattori che controllano la risposta idrologica, come la discretizzazione temporale dell'input di precipitazione, vegetazione, profondità e tessitura del suolo e parametri idrologici (*Fayer and Gee*, 1992; *Meyer*, 1993; *Rockhold et al.*, 1995; *Stothoff*, 1997; *Kearns and Hendrickx*, 1998; *Andraski and Jacobson*, 2000).

I recenti progressi nella tecnologia informatica, la disponibilità di modelli più efficaci e di maggiori informazioni sulle proprietà climatiche e idrologiche, rendono più realizzabili le simulazioni a lungo termine del bilancio idrologico in prossimità della superficie.

Questi studi forniscono una preziosa comprensione degli importanti approcci di modellazione che influenzano la dinamica di immagazzinamento dell'acqua nel suolo.



Molte applicazioni modellistiche sono state ipotetiche, perché non hanno confrontato i risultati dei modelli con i dati di campo (*Stothoff*, 1997; *Kearns e Hendrickx*, 1998; *Khire et al.*, 2000). Tuttavia, alcuni studi sul confronto di modelli includono i dati di campo per l'input del modello e per il confronto con i risultati della simulazione.

Una delle fonti primarie di misurazione di campo del bilancio idrico in prossimità della superficie è fornita dal monitoraggio dei principali parametri idro-pluviometrici. L'immissione di dati di campo per l'input del modello e il confronto con i risultati dei modelli dovrebbero rafforzare gli studi di modellazione.

*Eagleson* (1978a, 1978b, 1978c, 1978d, 1978e, 1978f, 1978g) ha analizzato l'influenza delle interazioni suolo-vegetazione-atmosfera sul bilancio idrologico annuale. Questo lavoro ha aperto la strada al concetto di bilancio idrologico dinamico e il concetto che il comportamento idrologico annuale è caratterizzato dalle interazioni tra il clima e la vegetazione. *Milly* (1994) ha utilizzato un modello del bilancio idrologico per esplorare la variabilità a scala regionale, dimostrando che la variabilità della capacità di immagazzinamento del suolo e gli schemi della stagionalità climatica possono spiegare il comportamento idrologico previsto a lungo termine. Questo lavoro è stato successivamente esteso (*Milly*, 1994b) per ottenere i sette principali rapporti nondimensionali che regolano il bilancio idrologico annuale, coinvolgendo le seguenti variabili: evaporazione e precipitazione potenziale annuale, capacità di trattenere acqua da parte del suolo, schemi intra-annuali di precipitazione (tasso e intensità di arrivo degli eventi di pioggia), stagionalità dell'evaporazione potenziale, e variabilità spaziale di immagazzinamento.

L'implicazione pratica di questi studi teorici è un'evidente gerarchia delle influenze dominanti che collegano le interazioni suolo-vegetazione-atmosfera alla previsione del bilancio idrologico a diverse scale spaziali e scale temporali di interesse. Nel primo caso, gli approcci relativamente semplici dovrebbero poter catturare l'essenza del bilancio idrologico, soprattutto ad ampie scale, a condizione che essi prendano in considerazione le principali variabili dominanti di precipitazione, evaporazione potenziale e capacità di immagazzinamento da parte del suolo. Un esempio significativo è quello di *Manabe* (1969), il quale ha suggerito che, a scale continentali, il bilancio idrologico superficiale può essere simulato attraverso un semplice modello di immagazzinamento d'acqua del

suolo, e generare il ruscellamento superficiale in situazioni di eccesso di saturazione. Esistono numerosi esempi in letteratura in cui le semplici rappresentazioni di immagazzinamento idrico si sono rivelate una base sufficiente sulla quale formulare le simulazioni a scala regionale e continentale (*Milly e Dunne*, 1994). Quando sono necessari maggiori livelli di previsione (cioè, risultanti da scale di interesse spaziali e temporali più ridotte), allora deve essere considerata l'inclusione di ulteriori parametri e processi idrologici (*Sivapalan e Woods*, 1995; *Boughton*, 1986; *Mohseni e Stefan*, 1998).

Si osserva l'abbondanza di letteratura al riguardo inclusi testi fondamentali che hanno cercato di enfatizzare l'importanza e la necessità di includere diversi processi idrologici "chiave" che gli idrologi hanno suggerito essere importanti per raggiungere questo scopo. Tuttavia, si è consapevoli della grande necessità di includere nei modelli semplici i parametri paesaggistici e di evitare l'eccessiva parametrizzazione del modello (*Klemes*, 1983). In particolare, sono state messe a punto tecniche di analisi digitale della topografia per rendere più efficienti le simulazioni matematiche ed evidenziare gli effetti dell'orografia sui processi idrologici fondamentali. La topografia esercita un ruolo importante sui processi idrologici e costituisce l'informazione di base anche per l'implementazione dei modelli distribuiti.

Pertanto, in questo studio, confronteremo diverse filosofie modellistiche e cercheremo un modello di appropriata complessità, la cui importanza non risiede necessariamente nel formulare una sofisticata concettualizzazione matematica dei processi idrologici, ma piuttosto nella sua capacità di generare un'analisi quantitativa delle dinamiche spaziali e temporali dei principali processi idrologici che evolvono nel sistema suolo-vegetazione-atmosfera (SVA) alla scala locale (scala di pedon o di campo).

Lo studio inizia con l'obiettivo di confrontare, in termini di funzionalità idrologica, i risultati ottenuti adoperando due differenti approcci modellistici per la simulazione dei processi nel sistema suolo-vegetazione-atmosfera, al variare del grado di dettaglio della caratterizzazione idraulica di base. Per il moto dell'acqua nel suolo, saranno considerati un approccio modellistico basato sulla risoluzione numerica dell'equazione di Richards per il moto dell'acqua nel suolo ed un approccio semplificato di tipo "capacitivo". Saranno considerate differenti strategie di caratterizzazione idraulica con diverso grado di definizione, da una misura diretta e dettagliata delle

proprietà idrauliche lungo il profilo fino ad una loro stima indiretta mediante tecniche semplificate.

### **3.1.1 Dinamica dell'acqua nel suolo: quale livello di complessità è appropriato?**

In questo progetto di tesi si è confrontato la previsione di due diversi modelli idrologici, semplice di tipo bucket e complesso basato sull'equazione di Richards; entrambi i modelli simulano la dinamica dell'acqua nel suolo.

Questi modelli sono stati scelti poiché possono rappresentare i diversi approcci di modellazione, sufficientemente documentati e ampiamente utilizzati e validati in letteratura. L'applicazione di questi modelli ai siti che utilizzano dettagliati dati idrologici, accuratamente monitorati in campo, è preziosa per valutare in che modo i modelli simulano le dinamiche dell'acqua nel suolo. In particolare, il confronto dei diversi modelli sarà esteso al di là del confronto tradizionale dei risultati dei modelli fino all'attribuzione di differenze a specifici parametri incorporando i diversi parametri nel processo idrologico considerato, allo scopo di migliorare la prestazione del modello. Questo approccio aiuta a superare la critica secondo la quale confronti validi di modelli sono irrealizzabili in quanto riducono il confronto ai singoli processi idrologici, come risultato di molte differenze tra modelli. Questo studio include il confronto della rappresentazione della dinamica dell'acqua nel suolo, e prevede il monitoraggio dettagliato di campo delle principali variabili idrologiche in ambiente mediterraneo. I dati del monitoraggio idrologico sono stati utilizzati come input per il confronto con i risultati della simulazione.

Come abbiamo discusso nel paragrafo precedente, la comprensione dei processi idrologici e l'acquisizione dei dati sono necessarie per poter effettivamente utilizzare un modello, per le applicazioni di pratico interesse. Quando procediamo alla scelta di un modello idrologico dobbiamo accettare le incoerenze tra la realtà e la rappresentazione del modello e scegliere il livello di complessità in funzione agli obiettivi da perseguire. Esistono due approcci fondamentali a questi problemi. Il primo consiste nell'applicazione di un modello più semplice capace di riprodurre il comportamento del sistema misurato e introdurre ulteriore complessità solo quando esso migliora coerentemente la nostra comprensione della risposta idrologica. Questo approccio dà priorità massima ai dati di campo, all'individuazione

dei parametri e alla validazione. Esso implica che è possibile ignorare i parametri che non migliorano la previsione del modello misurato.

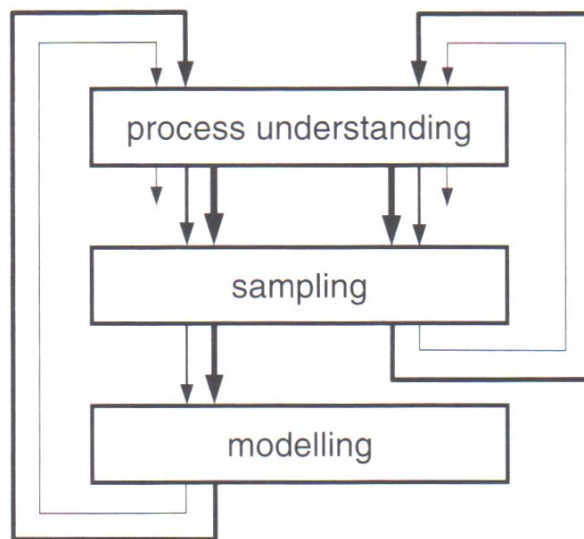
Il secondo approccio consiste nel modellare tutti i processi considerati importanti, e ipotizzare che, poiché le concettualizzazioni dei singoli processi sono “giuste”, tutto il modello è “giusto”. Questo è il caso dei modelli distribuiti, tale approccio conduce ad un modello che è probabilmente troppo complesso e non può essere validato in modo corretto. Il gran numero di parametri del modello che risulta da questo approccio conduce a numerose combinazioni di valori di parametro che non sono individuabili (*Beven*, 1989; *Grayson et al.*, 1992b); non è chiaro quale insieme di parametri fornisca un accesso migliore ai dati. Ciò implica che le osservazioni sono insufficienti a validare correttamente i parametri del modello. Significa anche che se un modello può simulare un particolare tipo di osservazione, ciò non indica necessariamente che altre previsioni fatte dal modello siano corrette. Ad esempio, un modello può fornire buoni risultati per quanto riguarda la previsione del ruscellamento superficiale, ma ciò non indica una simulazione accurata del ruscellamento superficiale presso le stazioni di misurazione.

Il problema fondamentale è che molte delle equazioni che utilizziamo per rappresentare i processi richiedono la calibrazione e i loro parametri non possono essere misurati direttamente. Ciò è vero anche per le equazioni “fisicamente basate” poiché esse sono invariabilmente applicate ad una scala diversa da quella dalla quale sono state derivate. Esse diventano quindi rappresentazioni concettuali con parametri dipendenti dalla scala (*Philip*, 1975; *Klemes*, 1983; *Hillel*, 1986; *Anderson e Rogers*, 1987; *Beven*, 1989, 1996; *Grayson et al.*, 1992b; *Refsgaard et al.*, 1996). C'è anche un'accesa discussione sul fatto che alcune di queste equazioni sono errate a scale diverse (*Beven*, 1996). In ogni caso, ogni volta che la descrizione di un nuovo (o più complesso) processo viene inclusa in un modello, più parametri sono aggiunti, ciascuno dei quali deve o essere calibrato oppure avere un valore assegnato. La complessità e il comportamento scala-dipendente della natura è tale che è generalmente difficile fare ciò con precisione. Pertanto, ciascun nuovo processo introduce più “gradi di libertà”, rendendo il test ancora più difficile.

Infine, l'approccio semplice “verso il basso” e quello complesso “verso l'alto” dovrebbero convergere poiché vogliamo modelli che rappresentino importanti processi spaziali ma che possano essere validati per entrambe le

loro predizioni. Ciò sarà possibile solo quando ci saranno osservazioni sufficienti per consentire la rappresentazione di ciascun processo e la verifica dell'interazione tra loro.

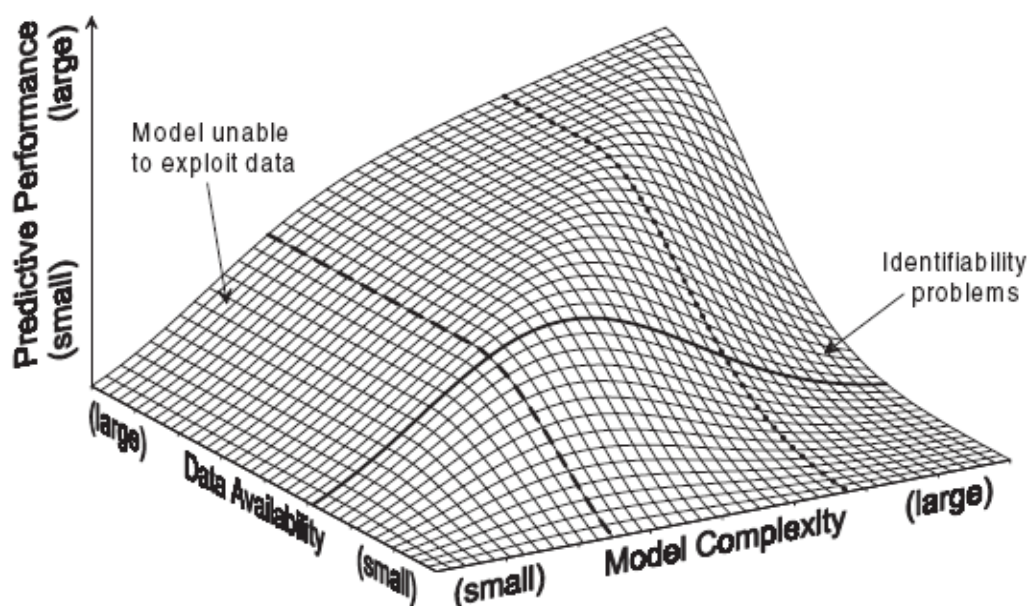
Le scelte possono essere considerate entro il contesto della figura 3.1, cioè si potrebbe decidere sui processi dominanti, forse con l'aiuto di qualche misurazione iniziale, e poi costruire (o modificare) una struttura di modello per rappresentare quei processi e raccogliere più dati (e soprattutto schemi spaziali) entrambi per sviluppare la comprensione dei processi e per meglio rappresentarli nel modello.



*Figura 3.1-* Schema a blocchi per l'individuazione dei principali processi idrologici da rappresentare nel modello (Grayson and Blöschl, 2000)

Quando si affronta in pratica un problema di modellazione, ci occorre un punto di partenza in termini di complessità del modello. La figura 3.2 illustra il rapporto concettuale tra la complessità del modello, la disponibilità dei dati per la validazione del modello, e la "performance" del modello. Utilizziamo il termine "disponibilità dei dati" per indicare sia la quantità che la qualità dei dati nel senso del loro impiego per la verifica del modello. Utilizziamo il termine "complessità del modello" per intendere il dettaglio della rappresentazione del processo. I modelli complessi includono più processi e richiedono più parametri. Se abbiamo una certa disponibilità di dati (linea continua nella figura 3.2), c'è l' "optimum della complessità del modello" al di là del quale i problemi descritti precedentemente diventano importanti e riducono la predizione. Ci sono troppi parametri dei modelli e i dati non sono sufficienti per validare se il modello sta funzionando, o sta funzionando per i motivi giusti, il che significa che entrambi, la struttura

del modello e i parametri del modello, non possono essere correttamente individuati. Possiamo utilizzare un modello più semplice rispetto all'optimum, ma poi non sfrutteremmo completamente le informazioni dei dati (ad es. intersezione di linee continue e tratteggiate). Per quanto riguarda le complessità del modello dato (ad es. linee tratteggiate e punteggiate), incrementare la disponibilità dei dati conduce ad un migliore predizione fino a un punto dopo il quale i dati non contengono più "informazioni" utili per migliorare le previsioni; cioè abbiamo raggiunto il meglio che un particolare modello può fare e più dati non aiutano a migliorare la prestazione (le linee tratteggiate o punteggiate si appiattiscono man mano che la disponibilità dei dati aumenta). La situazione più comune per le applicazioni pratiche della modellazione distribuita è rappresentata dall'intersezione delle linee punteggiate e continue, in cui stiamo utilizzando un modello troppo complesso con dati limitati.



*Figura 3.2-* Relazione schematica fra complessità di un modello, disponibilità di dati e capacità di previsione del modello medesimo (Grayson and Blöschl, 2000)

Infine, la risposta alla domanda “quale livello di complessità è appropriato?”

Dipende dagli obiettivi della modellazione e dalla conoscenza del sistema. Il punto chiave è che non è utile aggiungere complessità quando non abbiamo alcun modo di verificare se ciò migliori o peggiori il modello. Il tema della complessità del modello è stato fonte di discussione nella letteratura e i lettori interessati possono consultare alcuni dei seguenti autori (Bair, 1994; Bathurst and O’Connell, 1992; Beck, 1987; Beven, 1987,

1989, 1996; Refsgaard *et al.* 1996; Grayson *et al.*, 1992b; Jakeman and Hornberger, 1993; Hillel, 1986b; Klemes, 1983, 1986a; James and Burges, 1982; Horton, 1933; Oreskes *et al.*, 1994; Philip, 1975; Smith *et al.*, 1994).

Allo scopo di sapere se un modello è “migliorato”, devono essere impostati dei criteri che verifichino le componenti di un modello che sono critiche al risultato di interesse. Ad esempio, se vogliamo simulare gli schemi dell'erosione del suolo sui versanti collinari, bisogna di verificare le predizioni del modello rispetto al ruscellamento superficiale, alla velocità e alla concentrazione del sedimento da diversi posti sui versanti collinari, piuttosto che semplicemente al ruscellamento superficiale. Quindi, c'è un legame diretto tra lo scopo del modello, il livello di complessità, i dettagli dei dati che abbiamo per la calibrazione e la verifica, e i criteri che utilizziamo per quantificare la previsione.

### 3.1.2 Approccio semplificato: il modello "bucket"

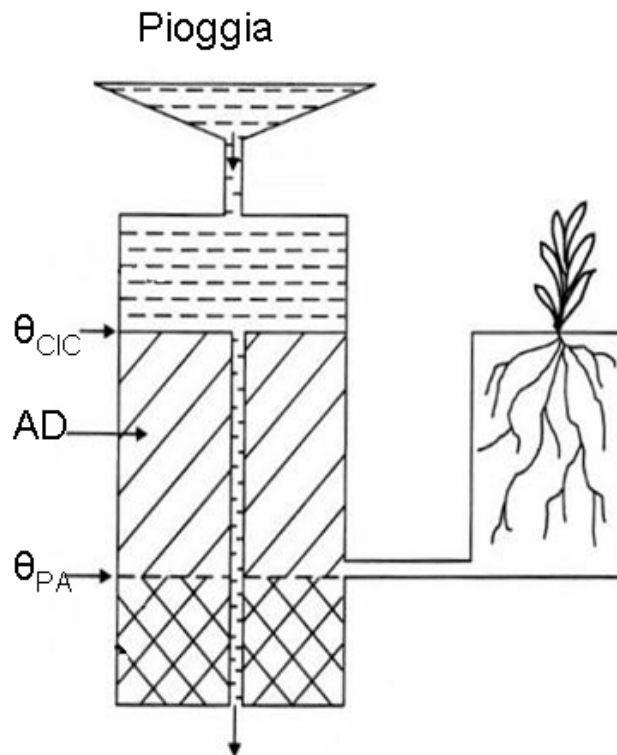
Il modello di bilancio introdotto da Rodriguez-Iturbe *et al.* (1999) è stato sviluppato per cogliere, nel modo più semplice possibile, le relazioni tra i parametri che descrivono la variabilità del regime pluviometrico, le caratteristiche della vegetazione, l'umidità del suolo e il risultante stress idrico delle piante. Recenti studi (Pumo, 2008; Guswa, 2002; Rodriguez-Iturbe *et al.*, 2001, 2001b; Laio 2001) hanno dato importanti contributi per lo sviluppo dell'approccio semplificato, superando i limiti legati alla descrizione semplificata dei flussi idrici superficiali del suolo, dando così una giusta interpretazione ai parametri del modello.

L'effetto della stagionalità climatica è descritto mediante l'adozione di due parametri legati alla pioggia, che ne esprimono il carattere di intermittenza e di aleatorietà, vale a dire l'altezza media e la frequenza degli eventi piovosi giornalieri,  $\alpha$  [mm] e  $\lambda$  [1/d]. Le dinamiche di umidità del suolo sono descritte adottando un modello di bilancio idrico del suolo limitato verticalmente, trascurando le interazioni tra la zona satura e lo strato di suolo attivo e i processi di ridistribuzione dell'umidità del suolo dovuti a fattori topografici. Lo strato di suolo attivo (in presenza di vegetazione esso corrisponde allo strato di suolo esplorato dall'apparato radicale) viene considerato come un serbatoio con un'effettiva capacità di accumulo (tra la capacità di campo e il punto di appassimento), riempito in maniera intermittente dagli impulsi di pioggia di altezza casuale (figura 3.3). La perdita di acqua dal suolo avviene per evapotraspirazione, infiltrazione

profonda e deflusso superficiale. Assumendo condizioni medie lungo il profilo, il bilancio idrico del suolo ha la seguente espressione:

$$nZr \frac{ds}{dt} = I(s,t) - L(s) - T(s) - E(s) \quad [3.1]$$

in cui  $n$  è la porosità del suolo,  $Zr$  lo spessore o profondità del suolo,  $s = \frac{\theta}{\theta_s}$  è il grado di saturazione del suolo pari al rapporto tra il contenuto idrico  $\theta$  e il contenuto idrico a saturazione,  $\theta_s = n$ ,  $t$  è il tempo ed i termini  $I$ ,  $E$  ed  $L$ , rappresentano rispettivamente i flussi d'infiltrazione, di evapotraspirazione e di percolazione profonda al di sotto dello strato  $Z_r$ .



*Figura 3.3-* Schematizzazione del suolo assimilabile a un serbatoio in cui l'acqua è disponibile (AD) per la vegetazione per contenuti d'acqua compresi fra la capacità idrica di campo ( $\theta_{CIC}$ ) e il punto di appassimento permanente.

La soluzione dell'Eqz. differenziale stocastica (3.1) consiste nella determinazione della funzione di densità di probabilità del contenuto idrico del suolo che dipende anche dal tempo, poiché il processo non è stazionario. *Rodriguez-Iturbe* propone anche una soluzione approssimata dell'equazione che fa riferimento ad una condizione di stazionarietà, che segue ad una fase transitoria dipendente dalla condizione iniziale. La fase stazionaria è, a rigore, asintotica, pertanto, la soluzione approssimata ha validità se le fluttuazioni dei caratteri statistici del processo di pioggia durante l'intera



stagione di crescita sono di entità trascurabile e l'effetto del transitorio dovuto alla condizione iniziale è limitato ad un breve periodo; tale ipotesi è rispettata con piccola approssimazione nel caso in cui lo strato esplorato dalle radici sia poco profondo o se la stagione di crescita è in fase con quella umida.

### **3.1.2.1 Struttura e parametrizzazione dei modelli bucket**

#### ***La capacità idrica di campo***

Il movimento dell'acqua nel suolo è un processo che evolve con continuità nel tempo e può ricondursi, in modo schematico, ad un alternarsi di fenomeni di infiltrazione e ridistribuzione (Santini, 1975). In conseguenza di apporti meteorici o irrigui, l'acqua s'infiltra attraverso la superficie del suolo e muove impegnando nel tempo spazi sempre maggiori del profilo. Se il processo di infiltrazione evolve in un profilo uniforme inizialmente caratterizzato da contenuti d'acqua modesti, è evidente lo stabilirsi di una zona di trasmissione, ove i contenuti d'acqua sono relativamente elevati e variano poco con la profondità, sovrapposta ad una zona di inumidimento caratterizzata invece da contenuti d'acqua che rapidamente si riducono per raggiungere il valore iniziale in prossimità del cosiddetto fronte di inumidimento.

Quando termina l'alimentazione sulla superficie, il fronte di inumidimento continua a spostarsi verso gli strati inferiori del suolo, con velocità che si riduce rapidamente nel tempo, e l'acqua si ridistribuisce interessando spazi sempre più profondi a spese di quella che abbandona le zone superficiali ad elevato grado di saturazione. Nelle zone più superficiali, i contenuti d'acqua nel profilo del suolo possono più rapidamente ridursi per effetto di processi di evaporazione diretta attraverso la superficie del suolo e per l'assorbimento da parte delle radici delle piante. Inoltre, la presenza di una falda poco profonda e di intensi fenomeni di evapotraspirazione possono dar luogo ad un flusso ascendente dell'acqua diretto dalla falda verso gli strati più superficiali del suolo. Analisi teoriche e riscontri sperimentali hanno evidenziato che, per un medesimo suolo, le distribuzioni del contenuto d'acqua nel profilo durante le fasi di ridistribuzione e di evaporazione dalla superficie assumo andamenti strettamente legati al processo di infiltrazione che li ha preceduti, quindi al volume ed alle modalità di somministrazione, nonché ai contenuti d'acqua presenti inizialmente nel suolo (Santini 1981; Hillel, 1998).

Tutti questi processi elementari evolvono nel tempo con velocità differenti e tali da consentire al suolo di svolgere un'utile e preziosa funzione di immagazzinamento dell'acqua e delle sostanze nutritive in essa disciolte, in modo che le piante possano fronteggiare la domanda traspirativa, da considerare essenzialmente come continua, anche quando le alimentazioni idriche per precipitazione o interventi irrigui sono irregolari o praticamente assenti per lunghi periodi di tempo.

Nella prima metà del XX secolo il crescente interesse per i problemi di irrigazione e drenaggio, nel settore agronomico, e di generazione dei ruscellamento superficiale, in ambito prettamente idrologico, aveva spinto numerosi ricercatori ad avviare indagini teoriche e sperimentali non solo per studiare in modo più appropriato le modalità con cui l'acqua muove e si distribuisce in un profilo di suolo alla scala di campo, ma anche per avvicinare esperti del settore o semplici utenti verso le nuove idee che a quel tempo emergevano nell'ambito dell'Idrologia del Suolo (*Gardner et al*, 1922).

Una gran mole di dati sperimentali raccolti in pieno campo durante e dopo cicli di irrigazione mise in evidenza che nel suolo l'acqua drenava dalla zona interessata dalle radici inizialmente per effetto della gravità e con una rapidità tale da non poter essere utilizzata dalla pianta se non in piccole quantità; dopo un certo tempo, il flusso diretto verso il basso diventava trascurabile, o addirittura si annullava secondo alcuni ricercatori dell'epoca, in modo che l'acqua poteva essere attinta con facilità dall'apparato radicale. E' tuttavia da osservare che i dispositivi di misura e i metodi di elaborazione impiegati allora non erano adeguati per monitorare con sufficiente precisione il moto dell'acqua specialmente in condizioni di suolo molto secco, quando però possono ancora determinarsi significativi flussi d'acqua tali da risultare essenziali per una corretta quantificazione della disponibilità dell'acqua per le piante.

Per la complessità del problema e le mutue interazioni fra i processi coinvolti, le prime applicazioni della teoria del moto dell'acqua nel suolo alla scala di campo seguivano un approccio fondamentalmente semplificato nel presupposto che solo considerazioni di tipo globale potevano condurre a risultati di interesse pratico. Veniva introdotta la schematizzazione secondo cui l'acqua è ugualmente disponibile per le piante in un intervallo di valori del contenuto d'acqua che era assunto di ampiezza costante per un assegnato suolo (*Veihmeyer et al*, 1927). Il limite superiore di tale intervallo, la cosiddetta capacità di campo, veniva identificato con il valore del

contenuto d'acqua nel suolo allorquando un processo di ridistribuzione, susseguente ad uno di infiltrazione, procede con velocità di drenaggio tanto modesta da potersi considerare praticamente nulla. Il limite inferiore, invece, era rappresentato dal punto di appassimento permanente, cioè da quel particolare contenuto d'acqua che si stabilisce nel suolo nel momento in cui il mezzo non è più in grado di trasferire acqua verso l'apparato radicale di una pianta e questa appassisce senza riuscire a recuperare il suo turgore anche se posta in un ambiente umido.

Questi concetti saranno ripresi e discussi con maggiore approfondimento nel seguito, ma qui conviene ricordare che l'idea di acqua disponibile nell'intervallo fra la capacità di campo e il punto di appassimento permanente era stata introdotta essenzialmente con l'obiettivo di fornire agli agricoltori un criterio pratico per decidere quando irrigare e come valutare i volumi irrigui.

La Società Americana di Scienza del Suolo (SSSA, 1997), riprendendo alcuni concetti e risultati di Veihmeyer e Hendrickson (*Veihmeyer F.J. et al*, 1927, 1948), definisce la capacità idrica di campo  $\theta_{CIC}$ , o semplicemente capacità di campo, come quel particolare valore del contenuto d'acqua in volume che è presente in un suolo 2-3 giorni dopo che un processo di infiltrazione ne ha inumidito il profilo e quando il processo di drenaggio è divenuto di entità praticamente trascurabile. E' implicito il riferimento ad un suolo con struttura e tessitura uniforme e ad un processo di ridistribuzione dell'acqua che evolve in assenza di fenomeni di evapotraspirazione e con la superficie libera di una eventuale falda freatica sufficientemente profonda in modo da non influenzare il processo di moto. Questa definizione di capacità di campo risulta ambigua e genera diverse perplessità, non solo per quanto attiene al tempo che deve trascorrere perché si possa ritenere concluso il processo di drenaggio (2-3 giorni dall'inizio della ridistribuzione), ma soprattutto per quel che riguarda la condizione di uniformità del suolo richiesta affinché il parametro  $\theta_{CIC}$  abbia un significato utile per le pratiche applicazioni. Gli sviluppi oggi raggiunti dalla teoria del moto dell'acqua nel suolo e dalle tecniche di misura del contenuto d'acqua in campo hanno indotto gli studiosi a ritenere che il concetto originario di capacità di campo sia essenzialmente generico e semplicistico e non adatto a caratterizzare, seppure globalmente, un processo di ridistribuzione.

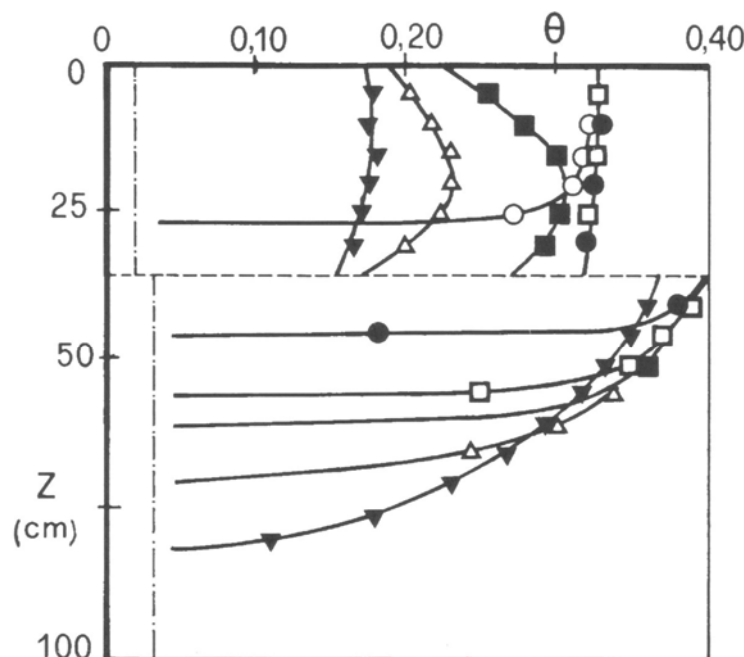
La capacità di campo non può certamente essere considerata una proprietà del suolo né una costante, ma rappresenta un tentativo grossolano per sintetizzare un tipico processo dinamico attraverso un unico parametro globale (Hillel, 1998). Come evidenziato da Gardner *et al.* (1970), il processo di ridistribuzione, e quindi la capacità di campo, dipende dal profilo di umidità che si determina nel suolo al termine della preliminare fase di infiltrazione, nonché dalle condizioni che si instaurano al contorno del campo di moto. La ridistribuzione dell'acqua, inoltre, evolve con continuità e non presenta bruschi arresti. La rapidità di evoluzione del processo decresce con continuità nel tempo e, in assenza di una falda superficiale, specialmente per suoli di media o fine tessitura, una condizione di quasi equilibrio si raggiunge praticamente solo dopo diversi giorni. Soltanto per suoli a tessitura grossolana ed a struttura più stabile il concetto di capacità di campo trova un riscontro sperimentale in quanto il processo di drenaggio per questi suoli è inizialmente molto rapido, ma successivamente rallenta notevolmente a causa dell'accentuata riduzione della conducibilità idraulica con il diminuire del potenziale matriciale che caratterizza questi suoli.

In definitiva, quando uno strato a tessitura più fine (suolo B) è sovrapposto ad uno strato con tessitura grossolana (suolo A) può verificarsi un drastico rallentamento dei processi di ridistribuzione, anche quando in condizioni di saturazione lo strato inferiore presenta una conducibilità idraulica maggiore. In effetti, i suoli a tessitura più grossolana sono caratterizzati, in condizione di saturazione parziale, da conducibilità idrauliche che si riducono fortemente al diminuire del potenziale matriciale  $h$  e si comportano come poco permeabili non appena i contenuti d'acqua si riducono anche di poco rispetto al valore di saturazione.

Pertanto, come evidenziato dalle figure 3.4 e 3.5, anche a parità di caratteristiche idrauliche degli strati che compongono il profilo del suolo, si possono determinare evoluzioni dei processi di infiltrazione e ridistribuzione molto diversi fra loro in dipendenza dello spessore dei singoli strati e dal modo con cui questi si susseguono nel profilo.

I limiti del concetto di capacità di campo mostrati con le prove discusse in precedenza erano stati evidenziati da diversi studiosi ed avevano indotto L.A. Richards ad affermare, durante i lavori del Congresso della Società Internazionale di Scienza del Suolo del 1960, che "the field capacity concept may have done more harm than good" (Hillel, 1998). Tuttavia, per molte

applicazioni è ancora oggi molto sentita una generalizzata esigenza a valutare mediante un criterio semplice la capacità di un suolo a trattenere temporaneamente una certa quantità d'acqua durante i periodi che intercorrono fra due eventi irrigui o di pioggia.



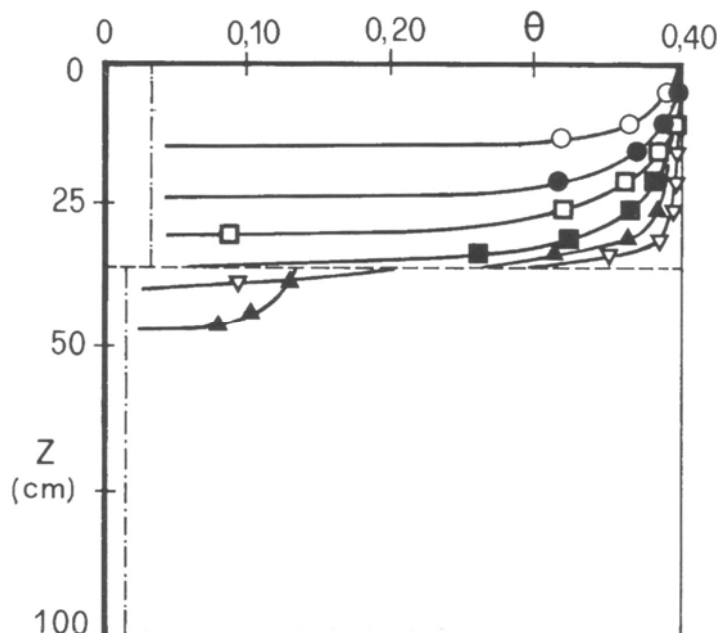
*Figura 3.4-* Valori di contenuto d'acqua misurati in laboratorio durante un processo di infiltrazione e redistribuzione in un profilo di suolo stratificato con suolo A sovrapposto al suolo B.

Per raggiungere questo obiettivo è necessario però che le metodologie di prova siano riproducibili e standardizzate, in modo da limitare le incertezze e gli elementi di soggettività connessi anche alla difficoltà di fissare un unico valore del tempo in cui il processo di redistribuzione possa considerarsi praticamente completato.

Sono certamente da escludere metodologie di laboratorio, che non sono né consistenti né idonee a riprodurre fedelmente i processi di moto dell'acqua che si sviluppano in situazioni di campo.

Non è opportuno ricorrere, specialmente nel caso di suoli argillosi (Kutilek, 1973), a tecniche che identificano la capacità di campo con il contenuto d'acqua misurato in laboratorio su campioni di suolo in condizioni di equilibrio mediante vasche di suzione (Romano *et al.*, 2001), in corrispondenza di un valore del potenziale matriciale  $h_{CIC}$  da fissare in relazione alla tessitura ( $-10 \text{ kPa} < h_{CIC} < -50 \text{ kPa}$ ). Anche se proposto da alcuni autori (Imam *et al.*, 1999), ancor meno affidabile appare il ricorso a criteri che utilizzano relazioni empiriche di regressione per stimare il valore

di  $\theta_{CIC}$  dalla conoscenza delle proprietà fisico-chimiche del suolo. Sono state identificate deboli correlazioni fra la capacità di campo e la percentuale di sabbia del suolo (*Cavazza et al.*, 1973), con solo qualche modesto miglioramento quando nella relazione di regressione si considerava anche il contenuto in carbonio organico (*Bauer et al.*, 1992).



*Figura 3.5-* Valori di contenuto d'acqua misurati in laboratorio durante un processo di infiltrazione e redistribuzione in un profilo stratificato con suolo B sovrapposto al suolo A.

Una metodologia da consigliare per la sua riproducibilità consiste nel monitorare in campo un processo di redistribuzione dell'acqua che evolve a partire da un profilo di suolo interamente inumidito da una fase preliminare di infiltrazione (*Romano et al.*, 2001).

Per determinare la capacità di campo si esaminano le distribuzioni misurate  $\theta(z, t)$  in modo da fissare il tempo  $t = t_{CIC}$  in cui più evidenti sono le riduzioni dei gradienti  $\partial\theta/\partial t$  e il drenaggio può praticamente ritenersi trascurabile. La scelta di  $t_{CIC}$  a cui corrisponde il valore  $\theta_{CIC}$  è senza dubbio legata a valutazioni soggettive ed introduce qualche ulteriore elemento di arbitrarietà. Un criterio più oggettivo per determinare il tempo  $t_{CIC}$  potrebbe essere quello di stabilire una percentuale di riduzione dei gradienti  $\partial\theta/\partial t$  rispetto a quelli registrati all'inizio della prova di drenaggio, come suggerito da *Ratcliff et al.* (1983), considerare concluso il processo di drenaggio quando le variazioni dei contenuti d'acqua fra due tempi di misura successivi sono all'incirca di 0,1-0,2% al giorno.

La scelta delle percentuali di soglia, però, deve tenere anche conto degli errori connessi alle tecniche di misura adoperate. In ogni caso, per avere una visione completa della capacità di un profilo di suolo di immagazzinare acqua può adoperarsi l'intera curva di esaurimento ottenuta con la prova di campo, come ad esempio quella riportata in figura 3.6.

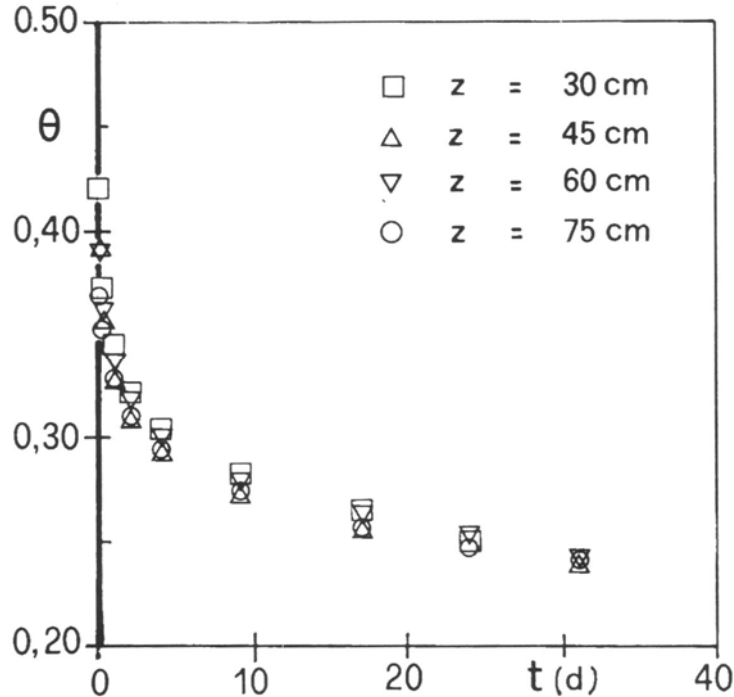


Figura 3.6 – Variazione nel tempo  $t$  del contenuto d'acqua misurato durante la prova di drenaggio a diverse profondità del suolo,  $z$ .

Se il suolo è sufficientemente uniforme fino alla profondità  $L$  ed è dotato di un buon grado di drenaggio, la determinazione della capacità di campo può ottenersi, in modo più semplice e abbastanza rispondente, per via analitica se è nota la funzione di conducibilità idraulica del suolo in esame (Gardner, 1970). Nel caso di un suolo uniforme ben drenato è lecito assumere che il transitorio di drenaggio evolva nell'intero profilo verso una condizione di gradi ente unitario del potenziale totale, cioè

$$\frac{\partial H}{\partial z} = \frac{\partial(h-z)}{\partial z} = -1 \quad [3.2]$$

Se, poi, si esprime la funzione di conducibilità idraulica con la seguente relazione parametrica, proposta da Gardner (1970) ed utilizzata da vari ricercatori (Nielsen et al., 1973; Ritchie et al., 1999; Santini, 1992):

$$K(\theta) = K_s \exp[\beta(\theta_{cic} - \theta_s)] \quad [3.3]$$

dove  $\theta_s$  e  $K_s$  sono i valori di contenuto d'acqua e della conducibilità idraulica alla saturazione e  $\beta$  è un parametro empirico legato alla

distribuzione dei pori nel suolo, semplici passaggi, nel rispetto della equazione di Richards e delle ipotesi assunte, conducono alla seguente relazione:

$$q_{CIC} = -L \frac{\partial \theta}{\partial t} = K_s \exp[\beta(\theta_{CIC} - \theta_s)] \Rightarrow \theta_{CIC} = \theta_s + \frac{1}{\beta} \ln\left(\frac{q_{CIC}}{K_s}\right) \quad [3.4]$$

Noti i parametri  $\theta_s$ ,  $K_s$  e  $\beta$ , l'Eqz. 3.4 consente di calcolare  $\theta_{CIC}$  una volta fissato il flusso di drenaggio  $q_{CIC}$  in condizioni di capacità di campo nel profilo. *Stegman et al.* (1970) suggeriscono che il flusso di drenaggio possa praticamente ritenersi trascurabile quando  $q_{CIC}$  è minore di 0,10 mm al giorno. Nel caso di applicazioni legate alla gestione dell'irrigazione, un diverso criterio può essere quello di mettere in relazione  $ET_p$  con la domanda evapo-traspirativa potenziale media giornaliera  $ET_p$  della zona in esame ed assumere che il drenaggio sia trascurabile quando, ad esempio,  $q_{CIC}$  è il 10% di  $ET_p$  (*Hillel*, 1998).

### **L'acqua disponibile**

L'acqua nel suolo influenza le proprietà fisiche del suolo, che a loro volta condizionano la crescita delle piante, come l'aerazione e la resistenza meccanica. Gli studi relativi all'acqua del suolo hanno rappresentato discussioni dominanti nella ricerca nel settore dell'Idrologia del suolo negli ultimi 50 anni (*Hatermink et al.*, 2001). Le ricerche sulle dinamiche dell'acqua nel suolo sono state applicate per risolvere importanti problemi pratici nella gestione irrigua (*Raats*, 2001).

Sono stati presentati diversi concetti per descrivere l'approvvigionamento d'acqua dal suolo alla pianta. Il concetto di acqua disponibile (AD) è stato largamente impiegato da quando fu proposto da *Veihmeyer e Hendrickson* (1927). L'AD è definita nell'intervallo fra la capacità di campo ( $\theta_{CIC}$ ) e il punto di appassimento permanente ( $\theta_{PA}$ ) introdotta essenzialmente con l'obiettivo di fornire agli agricoltori un criterio pratico per decidere quando irrigare e come valutare i volumi irrigui (*Cassel e Nielsen*, 1986). Si tratta di un semplice concetto che ha anche suscitato molte critiche (ad es., *Cassel e Nielsen*, 1986; *Hillel*, 1998). Si tratta di una misura statica ed implica che la disponibilità d'acqua sia definita tra due potenziali arbitrari e pertanto implica che le piante non siano influenzate dalla riduzione di acqua dalla capacità di campo fino a che essa raggiunga il



punto di appassimento. In studi recenti sulle funzioni di pedotransfer function (*Minasny et al.*, 1999), il contenuto idrico alla capacità di campo e al punto di appassimento mostrano generalmente elevate correlazioni con altre fondamentali proprietà fisiche del suolo come il contenuto di argilla e di sabbia. Tuttavia la previsione dell' AD a partire dalle proprietà fondamentali del suolo mostra generalmente risultati non promettenti (*van den Berg et al.*, 1997).

Il concetto di acqua disponibile non è stato mai precisato con chiarezza in termini fisici e spesso ha provocato controversie fra le diverse Scuole di studiosi. Cavazza suggerisce che "nel generico e schematizzato concetto corrente di acqua disponibile, si intende riferirsi alla quantità di acqua che, potendo essere trattenuta dal terreno, ne è estraibile sino al punto in cui il suo potenziale di matrice diventa tanto basso da non permettere un'ulteriore assunzione da parte delle piante in attività biologica" (*Cavazza*, 1997).

*Veihmeyer e Hendrickson* (1927) sostenevano che le attività delle piante praticamente non risentissero delle variazioni di umidità in un campo di valori abbastanza ampio e che l'acqua presente nel suolo si poteva considerare ugualmente disponibile per le piante per valori di  $\theta$  compresi fra la capacità di campo  $\theta_{CIC}$  e il punto di appassimento permanente  $\theta_{PA}$ , che rappresentava un valore di soglia al di sotto del quale si assumeva che l'attività delle piante veniva bruscamente ridotta. Questo modello concettuale, ampiamente diffuso (*Ratcliff et al.*, 1983; *Ritchie et al.*, 1999), porta a considerare l'acqua disponibile  $\theta_{AD}$  come una costante caratteristica del suolo definita dalla relazione:

$$\theta_{AD} = \theta_{CIC} - \theta_{PA} \quad [3.5]$$

che, anche se basata su ipotesi prive di un riscontro fisico, è stata utilizzata per la sua semplicità in modo generalizzato, anche per specie botaniche non mesofite, nella risoluzione di molti problemi di gestione dell'irrigazione. L'Eqz. 3.5, infatti, fornisce agli agricoltori un criterio pratico per programmare gli interventi irrigui: allorquando i processi di evapotraspirazione e di redistribuzione dell'acqua nel suolo determinano in campo condizioni prossime al punto di appassimento permanente, si suggerisce di irrigare fino a riportare i contenuti d'acqua nella zona esplorata dalle radici delle piante a valori prossimi alla capacità di campo.

Tuttavia, la valutazione dell'acqua disponibile attraverso l'Eqz. 3.5 presenta notevoli incertezze non solo per le limitazioni evidenziate in

precedenza circa il concetto di capacità di campo, ma anche per difficoltà legate all'individuazione del parametro  $\theta_{PA}$ . Il punto di appassimento permanente è stato definito come il contenuto d'acqua che si riscontra nel suolo interessato dalle radici quando la pianta appassisce completamente e non è in grado di recuperare il turgore se inserita per dodici ore in un'atmosfera satura (Briggs *et al.*, 1912). Questo criterio per la valutazione di  $\theta_{PA}$  si è spesso rivelato arbitrario e soggetto a notevoli incertezze in quanto sono richiesti in genere tempi molto più lunghi per raggiungere condizioni di equilibrio fra il potenziale dell'acqua nella pianta e nel suolo. Condizioni di appassimento, anche se temporanee, possono verificarsi nelle ore centrali della giornata, quando la domanda traspirativa è elevata mentre il suolo si presenta ancora abbastanza umido, ed inoltre la risposta delle piante dipende non solo dalle condizioni di umidità del suolo ma è anche legata, attraverso meccanismi complessi, alle condizioni atmosferiche, alla fisiologia ed ai processi di trasporto dell'acqua nel suolo e nella pianta.

Nel tentativo comunque di ricercare un criterio più semplice e meglio definito per valutare  $\theta_{PA}$ , lo stato idrico nelle piante viene posto in relazione al potenziale dell'acqua nel suolo convenendo di definire il punto di appassimento come il contenuto d'acqua nel suolo al potenziale di -1,5 MPa, che può essere agevolmente determinato in laboratorio su piccoli campioni rimaneggiati con l'impiego di un comune apparato a pressione (Dane *et al.*, 2001). Questo criterio è ormai universalmente utilizzato nelle applicazioni anche in considerazione del fatto che la funzione di ritenzione idrica del suolo per valori bassi del potenziale è caratterizzata da variazioni modeste del contenuto d'acqua anche per sensibili variazioni del potenziale medesimo. In ogni caso, come evidenziato da studi accurati, è opportuno osservare che il potenziale dell'acqua nel suolo in prossimità delle radici può assumere valori di gran lunga minori di quelli riscontrati ad una distanza di 3 cm dalla radice (Cavazza, 1997). Inoltre, il contenuto d'acqua della zona interessata dalle radici risulta ragionevolmente uniforme solo per piante coltivate in piccoli contenitori, ma nelle condizioni di campo generalmente si determinano variazioni anche notevoli di  $\theta$  con la profondità.

L'ipotesi di acqua "egualmente disponibile" per le piante fra la capacità di campo ed il punto di appassimento permanente non è mai stata completamente accettata dagli studiosi e riscontri sperimentali facevano ritenere che la disponibilità per le piante si riduce al diminuire dei contenuti d'acqua nel suolo; stress idrici nelle colture e riduzioni del raccolto si

manifestano molto prima che si raggiunga il punto di appassimento permanente, specie per alcuni tipi di colture e in presenza di intensi flussi traspirativi (*Denmead et al.*, 1962; *Ritchie*, 1981; *Lange et al.*, 1982).

Per superare queste incongruenze, alcuni autori (*Ritchie et al.*, 1972), ricercando un compromesso fra la semplicità del modello concettuale e la sua capacità di riprodurre in modo più soddisfacente le osservazioni sperimentali, hanno proposto di dividere il campo di valori del contenuto d'acqua che caratterizza "l'acqua disponibile" in due parti: la prima definita come "acqua facilmente utilizzabile", compresa fra la capacità di campo ed un valore di soglia, e la seconda, in cui le piante risentono delle diminuzioni dell'umidità nel suolo con riduzioni della traspirazione e stress idrici sempre più accentuati, caratterizzata da una disponibilità dell'acqua che decresce fino ad annullarsi in corrispondenza del punto di appassimento permanente. Il valore di soglia è stato messo in relazione al regime idrico del suolo, al tipo di pianta ed al suo stadio fenologico, nonché alle condizioni atmosferiche. Questa schematizzazione, pur rappresentando un utile passo in avanti nella descrizione del fenomeno, rimane tuttavia ancora legata ai concetti di capacità di campo e di punto di appassimento permanente che mostrano evidenti limitazioni e qualche difficoltà di interpretazione e di valutazione. Anche se il concetto di acqua disponibile viene spesso impiegato in certe categorie di modelli che simulano il bilancio idrologico del suolo (*Bouma et al.*, 1999; *Pereira et al.*, 1995; *Tiscareno-Lopez et al.*, 1993) la validità dei risultati ottenuti da tali modelli può in vari casi risultare compromessa dall'approccio statico, o semistatico, adottato per valutare il bilancio idrico.

La disponibilità di tecniche di misura sempre più sofisticate, messe a punto per la determinazione delle proprietà idrauliche dei suoli e per il monitoraggio dell'acqua nel suolo e nelle piante, hanno condotto negli ultimi anni a notevoli approfondimenti delle conoscenze sui processi di trasferimento dell'acqua nel sistema suolo-vegetazione-atmosfera.

I principali risultati conseguiti al riguardo sono da porre in relazione ad un approccio dinamico in cui il campo è visto come un sistema unico caratterizzato da processi interdipendenti, di natura complessa e funzioni sia dello spazio sia del tempo, e dove il concetto di acqua disponibile per le piante non si considera come una mera proprietà del suolo, ma dipende anche dalle caratteristiche delle piante e dalle condizioni atmosferiche.

Le condizioni atmosferiche determinano al variare del tempo la domanda traspirativa, cioè l'entità dei flussi di acqua che le piante devono estrarre dal suolo per soddisfare in modo efficiente alle loro funzioni fisiologiche e sostenerne il turgore. D'altra parte, la traspirazione effettiva, in risposta alla domanda imposta dall'atmosfera, dipende dalle resistenze al moto dell'acqua nelle piante e nel suolo, dagli aggiustamenti fisiologici in conseguenza di stress idrici, dall'estensione e densità degli apparati radicali, dall'aerazione del suolo alle varie profondità e dalle proprietà idrauliche del suolo che risultano variabili con i contenuti d'acqua.

La complessità del sistema suolo-vegetazione-atmosfera, la presenza delle interazioni fra i fenomeni e le difficoltà che si incontrano nel tentativo di descrivere in termini fisici l'assorbimento radicale dell'acqua nel suolo, rendono proponibili solo modelli matematici per analizzare con sufficiente precisione questi processi (*Santini, 1981*). La grande diffusione e disponibilità di elaboratori sempre più potenti ha consentito lo sviluppo di numerosi e complessi codici di calcolo che si sono rivelati importanti strumenti per facilitare la comprensione dei fenomeni fisici, per interpretare indagini sperimentali sia di campo che di laboratorio e per valutare l'influenza che i diversi parametri esercitano sulla distribuzione dell'acqua nel suolo e nelle piante. Una volta messo a punto un modello sufficientemente rappresentativo e verificata la sua validità con prove sperimentali, è possibile utilizzarlo per fare previsioni o per prendere decisioni di carattere gestionale, ma anche per valutare l'influenza dei vari parametri del sistema sul processo traspirativo, facendo variare i parametri che caratterizzano il suolo, la vegetazione e il clima.

### **3.1.3 Approccio complesso: l'equazione di Richards**

Un approccio più coerente ai principi dell'Idrologia del Suolo e alla fisica dei processi in gioco si basa sulla cosiddetta equazione di Richards (*Richards, 1931*) che descrive il movimento dell'acqua nel suolo. Tale modello ha avuto numerose conferme sperimentali sia alla scala di laboratorio sia a quella di parcella, ed è di grande utilità per valutare l'effettiva influenza dei diversi processi sulla distribuzione dell'acqua nel suolo, nella vegetazione e nell'atmosfera e costituisce un efficace strumento di analisi per descrivere il fenomeno in studio in situazioni, ambienti e climi differenti (*Santini, 2007*).

Lo studio del moto dell'acqua nel sistema suolo-vegetazione-atmosfera viene attualmente affrontato facendo riferimento ad un unico sistema continuo in cui, per effetto dei gradienti di potenziale, l'acqua si muove nel suolo, in parte viene assorbita dalle radici, attraversa la pianta, entra in parte in questa come costituente e giunge infine alle foglie dove evapora e si diffonde nell'atmosfera. Si instaura così un flusso continuo di acqua (flusso traspirativo) dal suolo alla pianta e, all'atmosfera, che, pertanto, possono essere considerati come elementi di un sistema unico.

Uno dei problemi che un modello delle relazioni idriche nel sistema suolo-vegetazione-atmosfera deve risolvere è la definizione delle proprietà idrauliche del suolo; deve cioè definire il modo in cui il potenziale dell'acqua del suolo e la conducibilità idraulica variano con il contenuto idrico del suolo; questi rapporti sono fondamentali per la determinazione dei flussi dell'acqua nel suolo. Le proprietà idrologiche del suolo sono un input essenziale per i modelli Richards e quelle più frequentemente richieste sono: le curve di ritenzione idrica e le curve di conducibilità idraulica.

La letteratura sulle relazioni parametriche è molto vasta, saranno presentate le relazioni più note e utilizzate nella pratica per descrivere le proprietà idrauliche dei suoli.

### **3.1.3.1 Struttura e parametrizzazione dei modelli basati sull'equazione di Richards**

### **3.1.3.2 Funzione di ritenzione idrica e sua parametrizzazione**

#### **Il modello di van Genuchten**

Tra le espressioni disponibili per descrivere la curva di ritenzione idrica, quella di *van Genuchten* (1980) è la più utilizzata ed è rappresentata dalla seguente equazione:

$$\Theta = \left[ \frac{1}{1 + (\alpha \cdot h)^n} \right]^m \quad [3.6]$$

in cui  $\Theta$  è espressa in funzione di  $h$  (potenziale capillare o di suzione, misurato in hPa o equivalentemente in cm). Il termine  $\Theta$  è definito secondo l'espressione:

$$\Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad [3.7]$$

e rappresenta il contenuto d'acqua adimensionale (detto grado di saturazione efficace) assumendo valori compresi tra 0 ed 1.

I termini  $\theta_s$  e  $\theta_r$  ( $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ) rappresentano rispettivamente il contenuto idrico a saturazione e quello residuale. Nell'Eqz. 3.6 il termine  $h$  è considerato di segno positivo. I coefficienti  $\alpha$  ( $\text{cm}^{-1}$ ),  $n$  ed  $m$  dell'Eqz.3.6 costituiscono dei parametri empirici che individuano la forma della curva. In particolare  $\alpha$  è approssimativamente uguale all'inverso del valore del potenziale capillare nel punto di flesso della curva.

Esplicitando l'Eqz 3.6 e l'Eqz.3.7 si ottiene la seguente equazione:

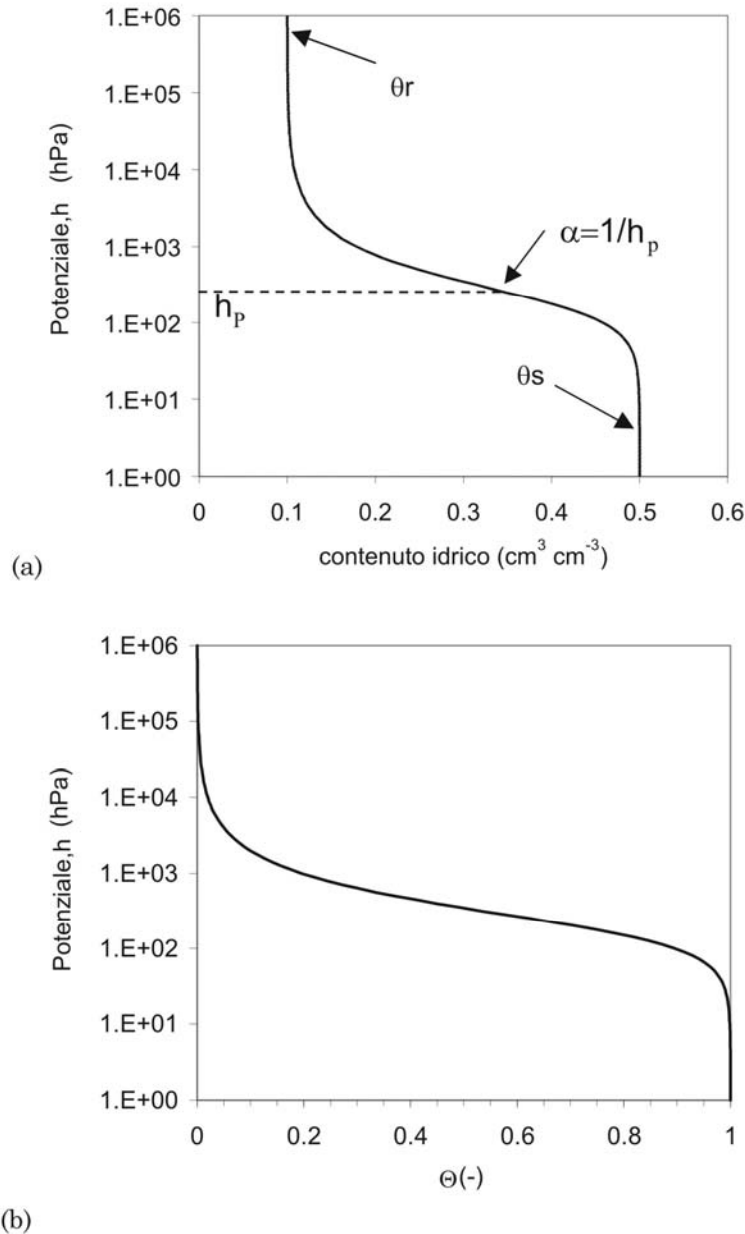
$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \frac{1}{[1 + (\alpha h)^n]^m} \quad [3.8]$$

Un esempio della curva di ritenzione idrica ottenuta secondo l'espressione proposta da *van Genuchten* è riportato in figura 3.7(a). La curva di ritenzione si può esprimere anche in termini di contenuto idrico adimensionale  $\Theta$ , definito dall'Eqz.3.7 In tal caso il diagramma della curva di ritenzione assume la forma indicata in figura 3.7(b).

I parametri  $\theta_s$  e  $\theta_r$  vengono solitamente considerati come parametri empirici utilizzati all'interno delle funzioni di ritenzione idrica e quindi non sempre riconducibili ad un preciso significato fisico (*van Genuchten et al.*, 1991). Infatti il contenuto idrico residuale  $\theta_r$  viene generalmente determinato per estrapolazione e quindi non rappresenta necessariamente il minimo contenuto idrico possibile in un suolo. Per esempio, nel caso di terreni in regioni aride, il trasporto della fase vapore può essiccare il suolo a valori di contenuto d'acqua inferiori a  $\theta_r$  (*van Genuchten et al.*, 1991).

Il contenuto idrico a saturazione  $\theta_s$  rappresenta il massimo contenuto idrico volumetrico di un suolo. Tale valore non dovrebbe essere ipotizzato uguale alla porosità, rispetto alla quale è solitamente inferiore del 5-10% a causa dell'aria diffusa o intrappolata nei pori (*van Genuchten et al.*, 1991).

In sintesi l'equazione di *van Genuchten* (Eqz. 3.8) contiene 4 parametri indipendenti ( $\theta_s, \theta_r, \alpha, n$ ) che devono essere stimati a partire dai dati relativi alla ritenzione idrica osservati su uno specifico suolo. Di questi 4 parametri, il contenuto d'acqua a saturazione ( $\theta_s$ ) è un dato spesso disponibile nei database dei suoli, grazie al fatto che esso può essere facilmente determinato sperimentalmente. Anche il contenuto d'acqua residuale ( $\theta_r$ ) potrebbe essere determinato sperimentalmente, per esempio mediante determinazione del contenuto d'acqua quando il suolo è in condizioni molto secche.



*Figura 3.7-* Diagramma della curva di ritenzione idrica ottenuta dall'applicazione dell'equazione di van Genuchten calcolata rispetto al contenuto idrico (a) e rispetto al contenuto idrico dimensionale

Purtroppo, però, le misurazioni di  $\theta_r$  non vengono solitamente eseguite a livello routinario e quindi anche tale parametro deve essere stimato mediante estrapolazione dei dati di contenuto d'acqua verso valori bassi. Per quanto riguarda i parametri  $\alpha$  ed  $n$ , questi possono essere determinati simultaneamente dalla curva di ritenzione idrica sperimentale mediante interpolazione.

### **Il modello di van Genuchten con $n$ , $m$ indipendenti**

Nell'Eqz. 3.6 i parametri  $n$  ed  $m$  sono indipendenti; nella figura 3.8 sono riportati alcuni esempi di curve di ritenzione calcolate per diversi valori di  $n$  ed  $m$ .

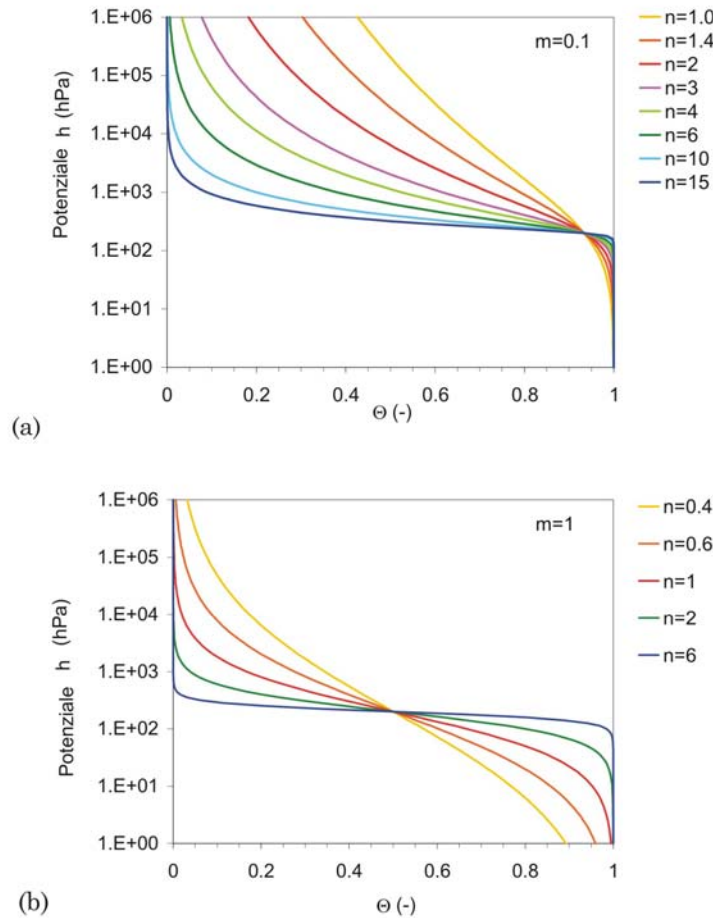


Figura 3.8- Curve di ritenzione idrica per diversi valori del parametro  $n$  ed avendo posto  $m=0.1$  (a) e  $m=1.0$  (b)

Dall'applicazione di tali formulazioni per determinare le curve di ritenzione, *van Genuchten et al.* (1991) ricavano che l'Eqz. con  $n$  ed  $m$  variabili fornisce un'approssimazione ottimale dei dati sperimentali per gran parte dei suoli indagati, ma può comportare problemi matematici nella stima dei parametri.

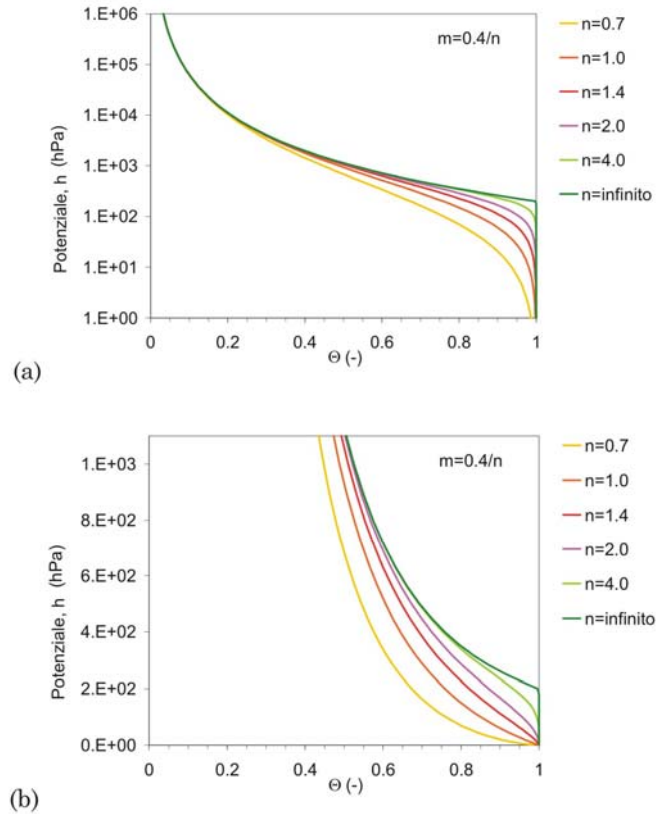
Risultati più stabili e facilmente calcolabili per un uso routinario si ottengono invece imponendo delle restrizioni sui parametri  $n$  ed  $m$  come descritto di seguito.

Diversi autori, tra cui *Vereecken et al.* (1989), riportano una scelta di  $m=1$ , con  $n$  variabile per rappresentare i dati relativi alla ritenzione idrica. In questo caso le curve di ritenzione che si ottengono presentano una forma quasi simmetrica e assumono una figura sigmoideale; la pendenza  $d\theta/dh$  tende a 0 quando  $\theta$  si avvicina ai valori di contenuto d'acqua a saturazione e residuale.



### **Il modello di van Genuchten con $n \cdot m = \text{costante}$**

Se invece di considerare  $m$  ed  $n$  parametri indipendenti, si tiene costante il prodotto  $m \cdot n$  si ottengono gli andamenti delle curve di ritenzione rappresentati in figura 3.9 in cui, a titolo di esempio, si è impostato  $m \cdot n = 0.4$ .



**Figura 3.9.** Curve di ritenzione per diversi valori del parametro  $n$  avendo posto  $m \cdot n = 0.4$ . Il potenziale è indicato in scala logaritmica (a) e in scala lineare (b).

Per bassi valori di  $\Theta$  le curve di ritenzione approssimano una curva limite. La curva limite si ottiene dall'Eqz. 3.6 nel caso in cui si trascuri il fattore 1 al denominatore; in questo caso la curva limite presenta un'equazione equivalente a quella di Brooks e Corey (Eqz. 3.13) con  $\lambda = m \cdot n$ . La curva limite si ottiene anche quando nell'Eqz 3.6  $n$  tende ad infinito e simultaneamente  $m$  diminuisce in modo che il prodotto  $m \cdot n$  rimanga costante, pari a 0.4.

Come indicato in figura 3.9 (a), per valori finiti di  $n$  (cioè per  $n < \infty$ ) le curve presentano un andamento sigmoidale in scala semi-logaritmica, mentre la curva limite è una spezzata. Si deve però osservare che le curve di ritenzione hanno un andamento non sigmoidale se rappresentate su un piano non logaritmico, specialmente per bassi valori di  $n$  (figura 3.9(b)).

Oltre ad imporre la condizione  $m \cdot n = \text{costante}$ , è possibile utilizzare delle restrizioni quali:

1)  $n$  che tende  $\infty$  che porta alla curva di ritenzione già descritta precedentemente;

2)  $m = 1 - 1/n$  come utilizzato da *van Genuchten* (1980) sulla base del modello di Mualem; in tal caso tenendo costante il prodotto  $m \cdot n = 0.4$  si ottiene la curva di ritenzione indicata con  $n = 1.4$  in figura 3.9;

3)  $m = 1 - 2/n$  come utilizzato da *van Genuchten* (1980) sulla base del modello di Burdine; in questo caso la curva di ritenzione è data da  $n = 2.4$ .

Le restrizioni  $m = 1 - 1/n$  e  $m = 1 - 2/n$  permettono di ottenere espressioni semplici anche nel caso della funzione di conducibilità idraulica, rispettivamente combinando l'Eqz 3.6 con i modelli teorici di distribuzione di dimensione dei pori di *Mualem* (1976) o di *Burdine* (1953). L'utilizzo di  $m$  ed  $n$  come variabili indipendenti porterebbe invece ad espressioni matematiche della conducibilità idraulica e della diffusività eccessivamente complesse per un uso routinario nell'analisi dei suoli (*van Genuchten et al.*, 1991).

### **Determinazione della curva di distribuzione delle dimensioni dei pori**

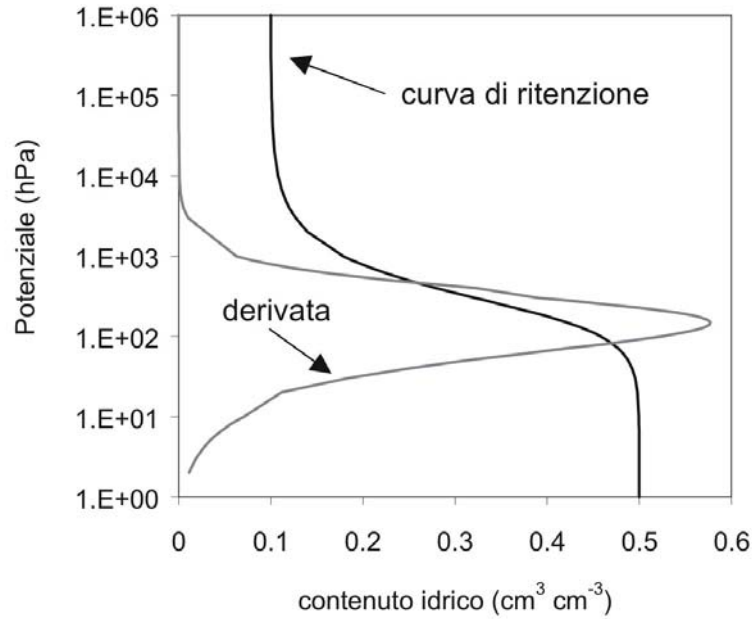
Differenziando l'Eqz.3.8 si ottiene:

$$\frac{d\theta}{dh} = \frac{-\alpha m (\theta_s - \theta_r)}{1 - m} \Theta^{1/m} (1 - \Theta^{1/m})^m \quad [3.9]$$

L'andamento della derivata della curva di ritenzione è indicato in figura 3.10. Il calcolo della derivata prima della curva di ritenzione permette di conoscere la funzione di distribuzione delle dimensioni dei pori. Infatti, se si rappresenta la dimensione dei pori in termini di unità di potenziale capillare secondo l'equazione di capillarità (*Brutsaert*, 1968), la derivata della curva di ritenzione risulta essere equivalente alla funzione di distribuzione delle dimensioni dei pori.

Esprimendo la curva di ritenzione di figura 3.10 in termini di contenuto idrico adimensionale  $\Theta$  si ottiene il diagramma di figura 3.11, in cui il P rappresenta il punto per il quale  $\Theta = 1/2$ . Il punto P del grafico di figura 3.11 è rappresentato mediante le coordinate  $(\Theta_p, h_p)$  che possono essere calcolate come descritto di seguito. Essendo  $\Theta_p = 1/2$  risulta che la coordinata  $\theta_p$  rappresenta il punto medio tra il contenuto idrico a saturazione e quello residuale ed è espressa mediante la seguente formula:

$$\theta_p = \frac{(\theta_s - \theta_r)}{2} \quad [3.10]$$



*Figura 3.10-* Derivata prima della curva di ritenzione descritta in figura 3.7 (derivata prima della curva di ritenzione rispetto al potenziale). La derivata rappresenta la distribuzione delle dimensioni dei pori, la cui frequenza è rappresentata graficamente in unità arbitrarie.

Per quanto riguarda il parametro  $h_p$ , esso viene calcolato a partire dall'Eqz 3.6, da cui si esplicita il termine relativo al potenziale  $h$ , secondo la seguente espressione:

$$h = \frac{1}{\alpha} (\Theta^{1/m} - 1)^{1/n} \quad [3.11]$$

Considerando che la coordinata  $h_p$  rappresenta il punto in cui  $\Theta = 1/2$ , essa si può calcolare direttamente dall'Eqz 3.11:

$$h_p = \frac{1}{\alpha} (2^{1/m} - 1)^{1/n} \quad [3.12]$$

in cui si è tenuto conto che  $\frac{1}{n} = 1 - m$  secondo il modello di Mualem (per cui  $m = 1 - 1/n$ ).

Dall'Eqz. 3.12 risulta che per  $m = 1$  si ha  $h_p = 1/\alpha$ , e quindi nel caso in cui  $m$  sia prossimo ad 1 (cioè per valori di  $n$  molto grandi) il parametro  $\alpha$  può essere approssimato come l'inverso del potenziale nel punto P (Figura 3.11).

In sintesi i parametri  $\alpha$  ed  $n$  possono essere determinati graficamente dalla curva di ritenzione idrica sperimentale, calcolando:

1) la pendenza della curva di ritenzione adimensionale (figura 3.10) nel punto P, dalla quale è possibile calcolare il parametro  $m$ , e quindi  $n$ , adottando il modello di Mualem (tale procedimento è descritto in *van Genuchten, 1980*);

2) l'ordinata  $h_p$  da cui si ottiene immediatamente il parametro  $n$  utilizzando l'Eqz 3.12.

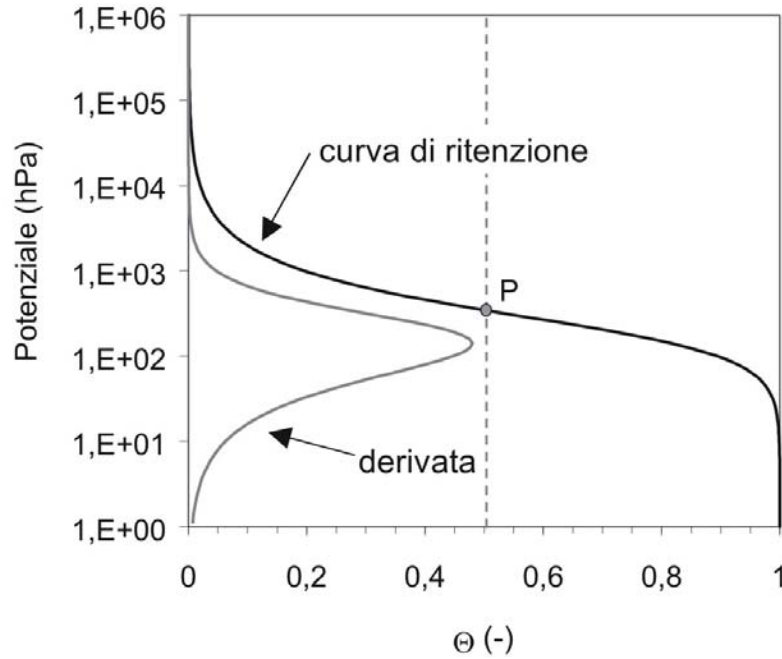


Figura 3.11- Diagramma della curva di ritenzione idrica espressa in funzione del contenuto idrico dimensionale.

Nel caso di  $m=1$ , la curva di distribuzione delle dimensioni dei pori risulta simmetrica e log normale; il punto di flesso della curva di ritenzione (indicato con P in figura 3.11) corrisponde al valore modale della distribuzione.

Il parametro  $n$  dell'equazione di *van Genuchten* è correlato all'inverso della deviazione standard della distribuzione di frequenza (a titolo di esempio si possono confrontare le distribuzioni di frequenza di Figura 3.9 e di Figura 3.11; nel primo caso, per  $n=2$ , si ha una deviazione standard maggiore di quella che caratterizza il secondo caso con  $n=10$ ).

### **Il modello di Brooks e Corey**

Il modello di Burdine è stato invece utilizzato da *Brooks e Corey* (1964), che hanno proposto, per la curva di ritenzione idrica, la seguente espressione sulla base di un grande numero di dati sperimentali:

$$\Theta = \left( \frac{h}{h_b} \right)^{-\lambda} \quad \text{per } \frac{h}{h_b} > 1 \quad [3.13]$$

$$\Theta = 1 \quad \text{per } \frac{h}{h_b} \leq 1 \quad [3.14]$$

in cui  $\Theta$  è il contenuto idrico adimensionale. Esplicitando il contenuto idrico ( $\theta$ ) si ottiene:

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left( \frac{h}{h_b} \right)^{-\lambda} \quad \text{per } \frac{h}{h_b} > 1 \quad [3.15]$$

$$\theta = \theta_s \quad \text{per } \frac{h}{h_b} \leq 1 \quad [3.16]$$

in cui  $h_b$  (espresso in cm) rappresenta il potenziale alla *air entry point*.

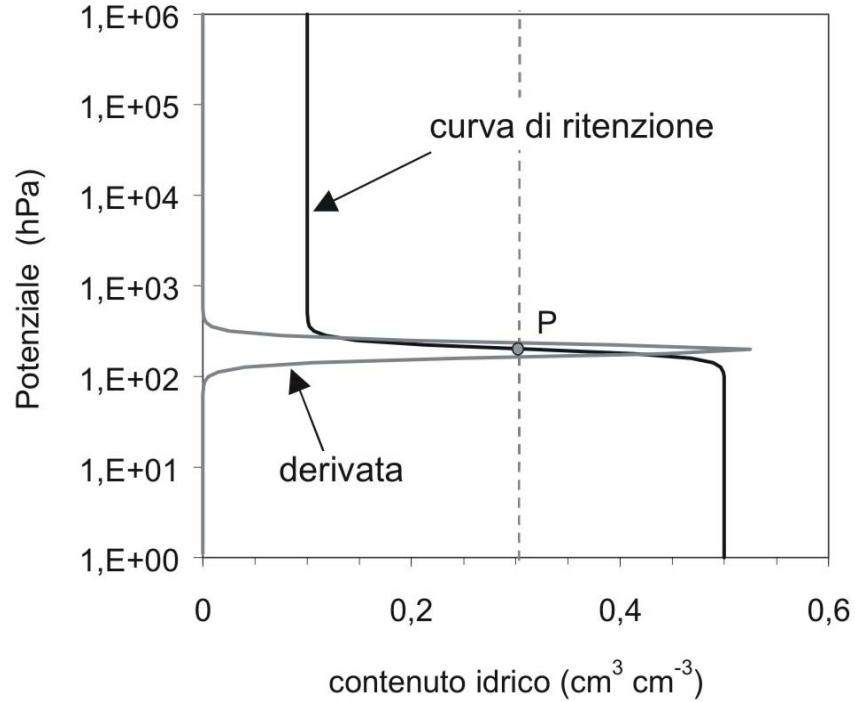


Figura 3.12- Curva di ritenzione e relativa funzione derivata nel caso in cui  $m$  assuma valori prossimi a 1.

Il parametro  $\lambda$  è caratteristico del suolo e rappresenta l'indice di distribuzione delle dimensioni dei pori che determina la pendenza della curva di ritenzione idrica. Generalmente i valori di  $\lambda$  sono maggiori per suoli con distribuzione dimensionale dei pori uniforme, mentre nei suoli con pori di dimensioni molto variabili i valori sono più bassi. In queste formulazioni  $h$  e  $h_b$  vengono considerati positivi.

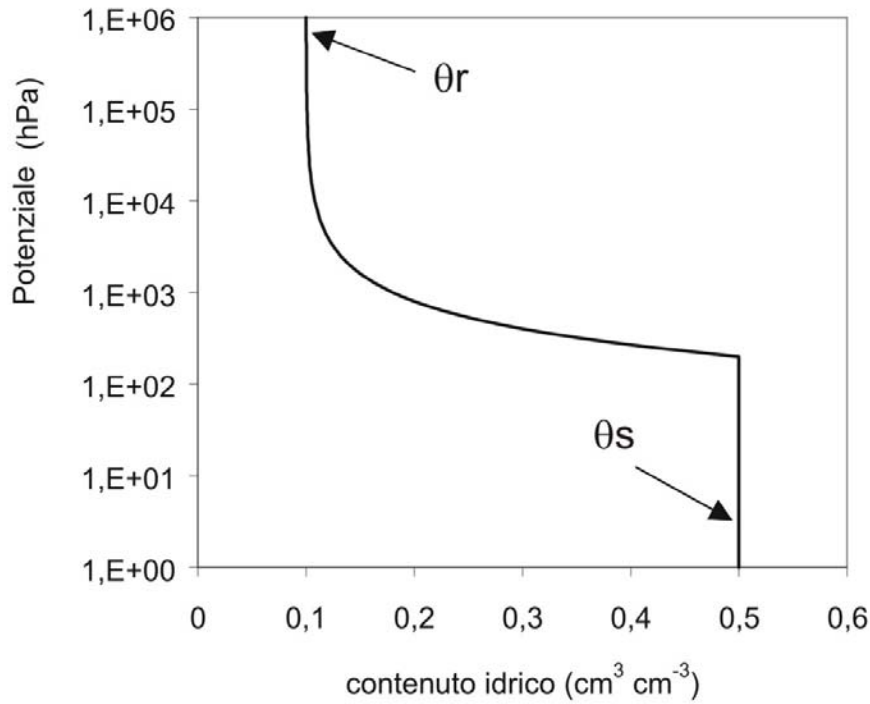


Figura 3.13- Diagramma della curva di ritenzione idrica secondo il modello di Brooks e Corey

L'equazione di Brooks e Corey è composta da due porzioni che in un piano bilogaritmico ( $\log h - \log \theta$ ) sono rappresentate da due rette che si intersecano in corrispondenza della seguente condizione:

$$\frac{h}{h_b} = 1 \quad [3.17]$$

cioè quando  $h$  uguaglia il potenziale  $h_b$ .

In Figura 3.13 è riportato l'esempio di una curva di ritenzione calcolata applicando l'Eqz. 3.15 con indicati i valori dei parametri che la caratterizzano. In particolare, nell'esempio riportato, sono stati utilizzati i parametri  $\theta_s = 0.10 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ,  $\theta_r = 0.50 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ,  $h_b = 200 \text{ cm}$  e  $\lambda = 1$ .

L'equazione di Brooks e Corey generalmente fornisce risultati accurati per molti suoli a tessitura media e grossolana, caratterizzati da una distribuzione di dimensione delle particelle e dei pori con bassa deviazione standard, mentre i risultati sono generalmente meno accurati per la maggior parte dei suoli a tessitura fine a causa dell'assenza di un ben definito valore di  $h_b$  (van Genuchten et al., 1991).

### Confronto tra il modello di van Genuchten e Brooks e Corey

L'Eqz. 3.6 e l'Eqz.3.13 esprimono il medesimo parametro  $\Theta$ , si può trovare una relazione tra i parametri utilizzati come descritto di seguito (van

Genuchten, 1980). Se non si considera il valore 1 al denominatore dell'Eqz. 3.6, essa può essere semplificata nella seguente forma:

$$\Theta = (\alpha h)^{-nm} \quad [3.18]$$

che è del tutto simile all'Eqz. Uguagliando gli esponenti delle due espressioni si ha:

$$nm = \lambda \quad [3.19]$$

Adottando il modello di Mualem si ha che  $m = 1 - 1/n$  e quindi si ottiene:

$$\lambda = n - 1 \quad [3.20]$$

Il parametro è uguale all'inverso della pressione di  $h_b$ , come ottenuto uguagliando i coefficienti moltiplicativi di  $h$  dell'Eqz 3.6 e Eqz 3.13:

$$\alpha = 1/h_b \quad [3.21]$$

In sintesi, adottando il modello di Mualem, i parametri di van Genuchten ( $\alpha$ ,  $m$ ,  $n$ ) sono legati ai parametri di Brooks e Corey ( $\lambda$ ,  $h_b$ ) dalle seguenti relazioni:

$$\alpha = \frac{1}{h_b} \quad [3.22]$$

$$n = \lambda + 1 \quad [3.23]$$

$$m = \frac{\lambda}{\lambda + 1} \quad [3.24]$$

In Figura 3.14 è riportato il confronto tra le curve di ritenzione ottenute applicando il modello di van Genuchten e quelle ottenute applicando il modello di Brooks e Corey. In particolare le due curve sono le medesime riportate in Figura 3.7 e Figura 3.13 in cui sono stati utilizzati valori dei parametri  $\alpha$ ,  $m$ ,  $n$  corrispondenti a quelli di  $\lambda$ ,  $h_b$  sulla base delle tre relazioni descritte sopra. Va inoltre osservato che la curva di Brooks e Corey rappresenta la curva limite di van Genuchten e quindi può essere considerata come un caso particolare della funzione di van Genuchten (le due funzioni coincidono quando nell'Eqz. 3.6 si mantiene costante il prodotto  $m \cdot n$  ed  $n$  che tende  $\infty$ ).

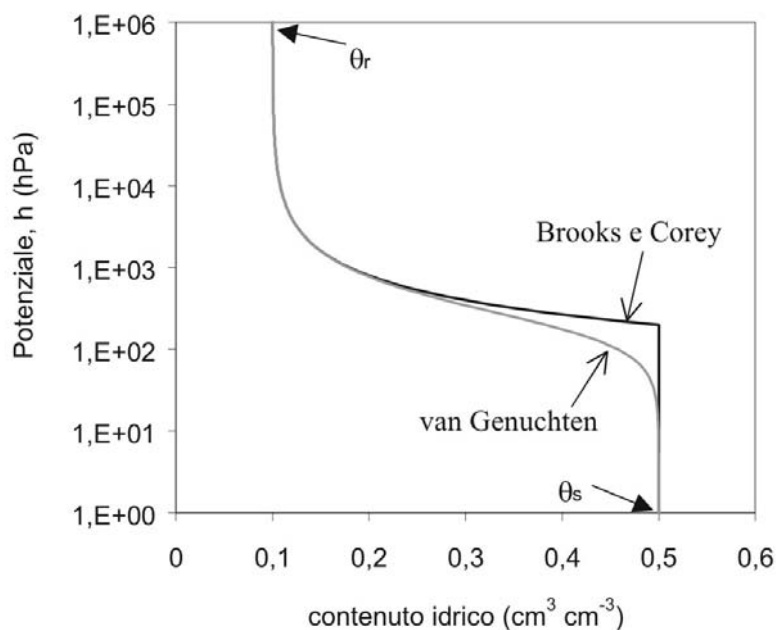


Figura 3.14- Confronto tra le curve di ritenzione idrica ottenute applicando il modello van Genuchten e quello di Brooks e Corey per un medesimo set di parametri.

Dalla Figura 3.14 e dalla sua formulazione matematica si osserva che la funzione di van Genuchten è derivabile con continuità, mentre la funzione di Brooks e Corey è continua ma non derivabile con continuità. Il modello di van Genuchten permette inoltre di descrivere in modo migliore la curva di ritenzione in prossimità della saturazione.

### 3.1.3.3 Funzione di conducibilità idraulica e sua parametrizzazione

Le funzioni di ritenzione valutate secondo il modello di van Genuchten e Brooks e Corey possono essere utilizzate nei modelli di stima della conducibilità idraulica. Quest'ultima può essere determinata mediante espressioni analitiche sviluppate combinando un modello teorico di distribuzione dei pori, che può essere o il modello di *Mualem* (1976) o quello di *Burdine* (1953) con una funzione di ritenzione idrica. Imponendo delle restrizioni sui parametri della curva di ritenzione idrica è possibile ottenere delle espressioni relativamente semplici per descrivere la conducibilità idraulica. Normalmente si fa riferimento alle restrizioni tra i parametri  $n$  ed  $m$  della curva di ritenzione proposti da *Mualem* ( $m = 1 - 1/n$ ) e da *Burdine* ( $m = 1 - 2/n$ ). Al contrario, considerando  $n$  ed  $m$  come variabili indipendenti, si ottengono espressioni della conducibilità idraulica assai complicate e poco utilizzabili in studi di routine.

Oltre ai modelli di *Burdine* (1953) e di *Mualem* (1976) sono stati proposti in letteratura altri modelli teorici per valutare la conducibilità idraulica



insatura per un'ampia varietà di suoli. Una sintesi dei differenti modelli presenti in letteratura è riportata da Vereecken (1995), che mette a confronto 11 modelli di conducibilità con curve sperimentali di 44 suoli.

Nei paragrafi seguenti sono descritti i modelli di Mualem, di Burdine e di Campbell (1974).

### ***Il modello di Mualem per la conducibilità idraulica***

Il modello di Mualem (1976) permette la valutazione della conducibilità idraulica ( $K$ ) in funzione del contenuto idrico adimensionale ( $\theta$ ) mediante la seguente formulazione:

$$K(\Theta) = K_s \Theta^v \left[ \frac{f(\Theta)}{f(1)} \right]^2 \quad [3.25]$$

in cui

$$f(\Theta) = \int_0^\Theta \frac{1}{h(x)} dx \quad [3.26]$$

dove  $K_s$  è la conducibilità idraulica a saturazione;  $v$  è il coefficiente empirico che esprime il grado di connessione tra i pori, il cui valore medio stimato da Mualem per un gran numero di suoli è pari a circa 0.5. Definendo la conducibilità idraulica relativa,  $K_r$ , come il rapporto  $K/K_s$ , l'equazione sopra assume la forma:

$$K_r(\Theta) = K_s \Theta^v \left[ \frac{f(\Theta)}{f(1)} \right]^2 \quad [3.27]$$

La funzione potenziale  $h(\Theta)$  all'interno di  $f(\Theta)$  può essere esplicitata facendo riferimento o al modello di van Genuchten o al modello di Brooks e Corey come descritto di seguito.

### **Modello di Mualem con $h(\Theta)$ espresso con il modello di van Genuchten**

Per calcolare l'integrale dell'Eqz 3.26 si esprime  $h$  mediante il modello di van Genuchten (Eqz. 3.11) riportato di seguito:

$$h = \frac{1}{\alpha} \left( \Theta^{-1/m} - 1 \right)^{1/n} \quad [3.28]$$

Con questa sostituzione l'Eqz 3.26 diventa:

$$f(\Theta) = \alpha \int_0^\Theta \frac{1}{\left( x^{-1/m} - 1 \right)^{1/n}} dx \quad [3.29]$$

Effettuando un cambio di variabile,  $x = y^m$ , si ottiene:

$$f(\Theta) = \alpha \int_0^{\Theta^{1/m}} \frac{my^{m-1}}{(y^{-1}-1)^{1/n}} dy \quad [3.30]$$

dalla quale si ricava la seguente espressione:

$$f(\Theta) = \alpha \int_0^{\Theta^{1/m}} y^{m-1+1/n} (1-y)^{-1/n} dy \quad [3.31]$$

Nell'Eqz 3.25 viene inserita l'Eqz. 3.31; diversi approcci sono stati proposti per risolvere l'integrale e calcolare la conducibilità idraulica. Nel caso in cui  $n$  ed  $m$  siano entrambi parametri indipendenti, la risoluzione dell'integrale viene effettuata mediante approssimazione numerica. Poichè l'integrazione numerica comporta una maggior complessità nel calcolo di  $K$ , risulta più conveniente ricercare espressioni semplici per  $K$  mediante restrizione dei valori di  $m$  ed  $n$ . In particolare, quando il termine  $k = m - 1 + 1/n$  dell'Eqz 3.31 è un numero intero, è possibile calcolare l'integrale analiticamente. Il caso più semplice si ha quando  $k=0$  che corrisponde alla restrizione  $m = 1 - 1/n$  (van Genuchten, 1980). Con questa condizione l'Eqz 3.31 si semplifica nella seguente forma:

$$f(\Theta) = \alpha m \int_0^{\Theta^{1/m}} (1-y)^{m-1} dy \quad [3.32]$$

che permette una semplice risoluzione dell'integrale:

$$f(\Theta) = \alpha m \left[ -\frac{1}{m} (1-y)^m \right]_0^{\Theta^{1/m}} \quad [3.33]$$

$$f(\Theta) = -\alpha (1 - \Theta^{1/m})^m + \alpha \quad (m = 1 - 1/n) \quad [3.34]$$

Sostituendo quest'ultima espressione di  $f(\Theta)$  nell'Eqz 3.25 e considerando che  $f(1) = \alpha$ , si ottiene l'espressione finale della conducibilità idraulica, data da:

$$K(\Theta) = K_s \Theta^v \left[ 1 - (1 - \Theta^{1/m})^m \right]^b \quad [3.35]$$

La conducibilità idraulica si può esprimere anche in termini di potenziale capillare, sostituendo nell'Eqz. 3.35 la relazione tra  $\Theta$  e  $h$  di van Genuchten, ottenendo:

$$K(h) = \frac{K_s \left\{ 1 - (\alpha h)^{mn} \left[ 1 + (\alpha h)^n \right]^{-m} \right\}}{\left[ 1 + (\alpha h)^n \right]^{mv}} \quad [3.36]$$

Mediante queste formulazioni è possibile interpolare i dati sperimentali ricavando tutti i parametri necessari per la definizione della funzione di conducibilità idraulica, sia come  $K(h)$  che come  $K(\theta)$ . Nel caso in cui non

fosse disponibile la misura diretta di  $K_s$  si può fare riferimento alla conducibilità relativa  $K_r(h)$ .

### **Modello di Mualem con $h(\Theta)$ espresso con il modello di Brooks e Corey**

Per calcolare l'integrale dell'Eqz 3.26 il potenziale  $h$  può essere espresso anche ricorrendo al modello di Brooks e Corey mediante la seguente equazione:

$$h = \frac{1}{\alpha \Theta^{1/\lambda}} \quad [3.37]$$

in cui  $\alpha = 1/h_b$  e inserendo l'Eqz 3.37 nell'integrale dell'Eqz 3.26 si ottiene:

$$f(\Theta) = \alpha \int_0^\Theta x^{1/\lambda} dx \quad [3.38]$$

che fornisce la seguente espressione integrata:

$$f(\Theta) = \alpha \frac{\lambda}{1+\lambda} \Theta^{1/\lambda+1} \quad [3.39]$$

L'espressione della conducibilità idraulica  $K_s$  secondo il modello di Brooks e Corey si calcola a partire dall'Eqz 3.25 utilizzando l'Eqz 3.39 ed

$f(1) = \frac{\alpha \lambda}{1+\lambda}$ . Si ottiene la seguente formulazione di  $K(\Theta)$ :

$$K(\Theta) = K_s \Theta^{v+2/\lambda+2} \quad [3.40]$$

e la seguente espressione per  $K(h)$ , ottenuta utilizzando l'Eqz.3.37:

$$K(h) = \frac{K_s}{(\alpha h)^{\lambda(v+2)+2}} \quad [3.41]$$

Quest'ultima equazione è valida quando il prodotto  $\alpha h > 1$ . Le espressioni trovate con il modello di Brooks e Corey rappresentano l'equazione limite del modello di van Genuchten con  $n$  ed  $m$  variabili, ottenibile nello specifico caso in cui  $n$  tende ad infinito ed  $n \cdot m = \text{costante}$ .

Nella Figura 3.15 sono riportate alcune curve della conducibilità idraulica relativa ( $K_r = K/K_s$ ) in funzione del contenuto idrico adimensionale. Le curve di conducibilità sono state calcolate con la restrizione  $m = 1 - 1/n$  e sulla base dell'Eqz. 3.35 adottando diversi valori del parametro  $m$ . Il parametro  $v$  è stato ipotizzato pari a 0.5, che rappresenta un valore usuale come indicato da Mualem (1976). Wösten e van Genuchten (1988) hanno analizzato circa 200 suoli trovando che il valore di  $v$  varia tra -16 e 2. Fissare un valore pari a 0.5 produce risultati accettabili per molti

suoli a tessitura grossolana, ma non risulta essere molto adeguato per suoli a tessitura fine o media. Si può osservare che la conducibilità diminuisce per valori di  $m$  decrescenti e che  $K_r$  è pari a zero per  $m = 0$  (cioè  $n = 1$ ).

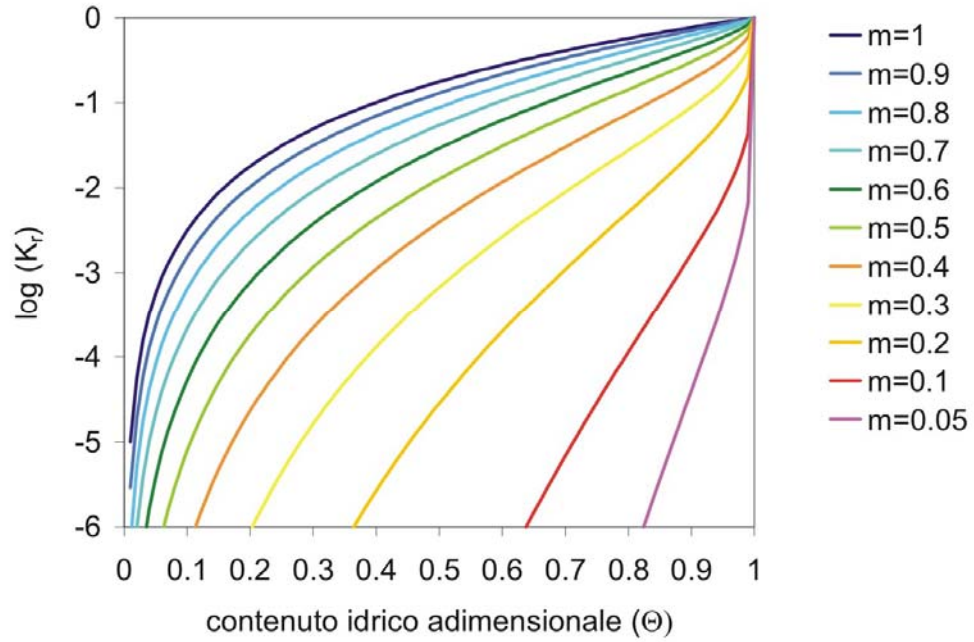


Figura 3.15- Curve di conducibilità idraulica relativa, in funzione del contenuto idrico adimensionale per diversi parametri di  $m$ . Le curve sono state calcolate applicando l'equazione di van Genuchten ed il modello Mualem.

### Il modello della conducibilità idraulica di Burdine

Il modello proposto da *Burdine* (1953) esprime la conducibilità idraulica  $K$  in funzione del contenuto idrico adimensionale secondo la seguente espressione, formalmente simile a quella proposta da *Mualem* (Eqz. 3.25):

$$K(\Theta) = K_s \Theta^\nu \frac{g(\Theta)}{g(1)} \quad [3.42]$$

in cui  $K_s$  è la conducibilità idraulica a saturazione ed il parametro  $\nu$ , che rappresenta il grado di connessione tra i pori, esprime la presenza di un percorso di flusso tortuoso. *Burdine* (1953) ipotizza per  $\nu$  un valore pari a 2. La funzione  $g(\Theta)$  ha la seguente forma:

$$g(\Theta) = \int_0^\Theta \frac{1}{[h(x)]^2} dx \quad [3.43]$$

La conducibilità idraulica relativa assume la seguente forma:

$$K_r(\Theta) = \Theta^\nu \frac{g(\Theta)}{g(1)} \quad [3.44]$$

La funzione potenziale  $h(\Theta)$  all'interno di  $g(\Theta)$  può essere esplicitata facendo riferimento o al modello di van Genuchten o al modello di Brooks e Corey come descritto di seguito. Il procedimento per calcolare l'integrale dell'Eqz 3.35 è simile a quello già descritto nel paragrafo per il modello di Mualem. In questo paragrafo si riportano solo i principali passaggi facendo riferimento alle equazioni già descritte.

### **Modello di Burdine con $h(\Theta)$ espresso con il modello di van Genuchten**

Il potenziale  $h$ , espresso mediante l'Eqz. 3.10, si inserisce nell'Eqz 3.43 effettuando il cambio di variabile  $x = y^m$ . Con tali sostituzioni l'integrale  $g(\Theta)$  assume la seguente forma:

$$g(\Theta) = \alpha^2 m \int_0^\Theta y^{m-1+2/n} (1-y)^{-2/n} dy \quad [3.45]$$

Il caso di  $m$  ed  $n$  variabili comporta una maggiore complessità nel calcolo di  $K$ , quindi si semplifica il procedimento di risoluzione dell'integrale imponendo delle restrizioni sul valore di  $m$  ed  $n$ , come già descritto per il modello di Mualem.

In questo caso si impone che  $m = 1 - 2/n$ ; con tale condizione l'esponente di  $y$  nell'Eqz 3.45 diventa pari a 0 e l'integrale è di semplice risoluzione, fornendo la seguente espressione:

$$g(\Theta) = \alpha^2 \left[ 1 - (1 - \Theta^{1/m})^m \right] \quad [3.46]$$

Sostituendo quest'ultima espressione di  $g(\Theta)$  nell'Eqz e considerando che  $g(1) = \alpha^2$ , si ottiene la seguente espressione per la conducibilità idraulica:

$$K(\Theta) = K_s \Theta^v \left[ 1 - (1 - \Theta^{1/m})^m \right] \quad [3.47]$$

La conducibilità può essere espressa anche in termini di potenziale capillare, sostituendo nella precedente equazione la relazione tra  $\Theta$  e  $h$  di van Genuchten, ottenendo:

$$K(h) = \frac{K_s \left\{ 1 - (\alpha h)^{n-2} \left[ 1 + (\alpha h)^n \right]^{-m} \right\}}{\left[ 1 + (\alpha h)^n \right]^{mv}} \quad [3.48]$$

### **Modello di Burdine con $h(\Theta)$ espresso con il modello di Brooks e Corey**

In alternativa, l'integrale dell'Eqz. 3.32 può essere calcolato utilizzando per il potenziale  $h$  la formulazione di Brooks e Corey (vedi Eqz.3.29). In questo caso si ottiene:

$$g(\Theta) = \alpha^2 \int_0^\Theta x^{2/\lambda} dx \quad [3.49]$$

che fornisce la seguente espressione integrata:

$$g(\Theta) = \alpha^2 \frac{\lambda}{2 + \lambda} \Theta^{2/\lambda + 1} \quad [3.50]$$

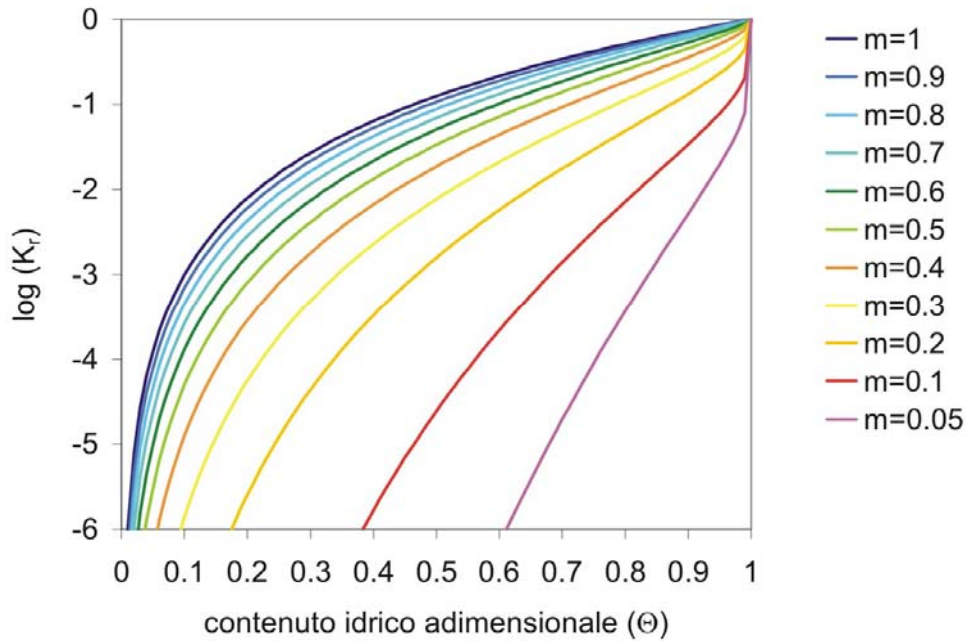
Considerando che  $g(1) = \frac{\alpha^2 \lambda}{(2 + \lambda)}$  la conducibilità idraulica  $K$  si calcola a partire dall'Eqz 3.31 ottenendo le seguenti espressioni, calcolate rispettivamente in funzione di  $h$  e di  $\Theta$ :

$$K(\Theta) = K_s \Theta^{v+2/\lambda+1} \quad [3.51]$$

$$K(h) = \frac{K_s}{(\alpha h)^{\lambda(v+1)+2}} \quad [3.52]$$

Queste equazioni sono valide quando il prodotto  $\alpha h > 1$  (cioè  $h/h_b > 1$ ).

Per  $h/h_b < 1$  si ha che  $K = K_s$ .



*Figura 3.15-* Curve di conducibilità idraulica relativa, in funzione del contenuto idrico adimensionale per diversi parametri di  $m$ . Le curve sono state calcolate applicando l'equazione di van Genuchten ed il modello Burdine.

Le espressioni trovate con il modello di Brooks e Corey rappresentano l'equazione limite del modello di van Genuchten con  $n$  ed  $m$  variabili, ottenibile nello specifico caso in cui  $n$  tende all'infinito ed  $n \cdot m = \text{costante}$ .

La principale differenza tra il modello di Burdine rispetto a quello di Mualem consiste nel fatto che  $n > 2$  per il primo mentre  $n > 1$  per il secondo. Poiché molti suoli presentano valori di  $n$  minori di 2, il modello di Burdine

per la conducibilità risulta essere meno applicabile rispetto al modello di Mualem.

In Figura 3.15 è riportato un diagramma adimensionale che esprime le curve di conducibilità calcolate sulla base del modello di Burdine, assumendo  $\nu=2$  ed  $m=1-2/n$ . In questa figura il parametro  $m$  è stato fatto variare tra 0 ed 1 in accordo con la condizione  $n > 2$  e la restrizione  $m = 1 - 2/n$ .

### **Il modello di Campbell (1974)**

Il modello di Campbell permette di calcolare la funzione di conducibilità idraulica insatura per il suolo se si conosce la funzione di ritenzione idrica e si dispone di una sola misura di conducibilità idraulica ad un determinato contenuto idrico. La ritenzione idrica viene espressa mediante la funzione di *Brooks e Corey* (1964) già descritta nell'Eqz. 3.15 ponendo  $\theta_r = 0$ . Si ottiene la seguente espressione della curva di ritenzione idrica:

$$h = h_e \left( \frac{\theta}{\theta_s} \right)^{-1/\lambda} \quad [3.53]$$

in cui  $h_e$  rappresenta il potenziale nel punto di entrata dell'aria e  $\lambda$  è un parametro empirico che si calcola sulla base della media geometrica del diametro delle particelle ( $d_g$ ) e sulla base della deviazione standard del diametro medio delle particelle ( $\sigma$ ), come riportato nella seguente equazione:

$$\frac{1}{\lambda} = d_g^{-1/2} + 0.2\sigma \quad [3.54]$$

I parametri  $d_g$  e  $\sigma$  vengono calcolati dalle principali frazioni granulometriche (sabbia, limo ed argilla) con le seguenti espressioni:

$$d_g = \exp \sum_{i=1}^3 m_i \ln d_i \quad [3.55]$$

in cui:

$$\sigma = \exp \left[ \sum_{i=1}^3 m_i (\ln d_i)^2 - \left( \sum_{i=1}^3 m_i \ln d_i \right)^2 \right]^{0.5} \quad [3.56]$$

$m_1$  è la frazione in peso di sabbia;  $m_2$  è la frazione in peso di limo;  $m_3$  è la frazione in peso di argilla;  $d_1$  è il diametro medio geometrico della sabbia;

$d_2$  è il diametro medio geometrico del limo;  $d_3$  è il diametro medio geometrico dell'argilla; i diametri vengono espressi in mm.

La funzione di conducibilità idraulica insatura proposta da Campbell è data da:

$$K = K_s \left( \frac{\theta}{\theta_s} \right)^{2/\lambda+3} \quad [3.57]$$

espressa in funzione del contenuto idrico, oppure espressa in termini di potenziale capillare:

$$K = K_s \left( \frac{h_e}{h} \right)^{2+2\lambda} \quad [3.58]$$

in cui  $K_s$  è la conducibilità idraulica satura. Le Eqz 3.57 e Eqz 3.58 derivano dall'Eqz 3.53 considerando l'equazione di capillarità ( $h = -2\gamma/r$ ) e la funzione di distribuzione di dimensione dei pori (*Childs e Collis-George*, 1950); la dimostrazione teorica è riportata in *Campbell* (1974). Mediante l'Eqz 3.57 è possibile modellizzare i dati sperimentali di conducibilità idraulica; essendo presente il valore di  $K_s$  nell'equazione, generalmente si impone che la funzione passi per il punto di saturazione. L'autore indica che l'accuratezza tra il modello ed i dati sperimentali di conducibilità può essere migliorata utilizzando un altro valore di contenuto idrico non necessariamente coincidente con quello a saturazione.

### **Osservazioni sui modelli parametrici della conducibilità idraulica del suolo**

Le formule descritte per la stima della conducibilità permettono di ottenere  $K$  solo se si conosce il valore di  $K_s$ . La misura di  $K_s$  può essere effettuata in modo semplice ed accurato solo nel caso di suoli con tessitura grossolana e media, caratterizzati da una distribuzione della dimensione dei pori con piccola varianza. Misure dirette di  $K_s$  sono invece molto difficili da eseguire su terreni indisturbati e specialmente per suoli con tessitura fine e strutturata (*van Genuchten et al.*, 1991). Piccole variazioni del contenuto d'acqua a saturazione possono comportare variazioni del valore di  $K$  di diversi ordini di grandezza. Pertanto piccoli errori di stima del contenuto idrico a saturazione ottenuto dalla curva di ritenzione idrica possono portare a notevoli variazioni della pendenza e della forma della curva di conducibilità per tutto il campo di valori di  $\Theta$ , anche diversi dal valore di saturazione.



Se si impone che la curva di conducibilità idraulica passi per il punto di conducibilità idraulica a saturazione  $K_s$ , misurato in campagna o in laboratorio, l'andamento della curva risulta fortemente influenzato dal valore di  $K_s$  e si possono ottenere risultati poco realistici. Questo è riconducibile alle notevoli difficoltà nel misurare sperimentalmente  $K_s$ . Per ovviare a tale limitazione, risulta più adeguato interpolare la curva di conducibilità utilizzando valori di  $K$  misurati in punti non corrispondenti al punto di saturazione. La conducibilità a saturazione è influenzata in modo preponderante dalle proprietà strutturali del suolo che risultano essere molto variabili spazialmente. Al contrario, le proprietà tessiturali, che variano spazialmente in misura minore, influenzano soprattutto il valore di  $K$  in corrispondenza di bassi valori di contenuto idrico (*dry range*). La rapida diminuzione di  $K$  in prossimità della saturazione per valori di  $m$  piccoli, corrispondenti anche a valori di  $n$  piccoli (Figura 3.14), è comprensibile considerando che il valore di  $K$  in prossimità della saturazione dipende essenzialmente dalla struttura del suolo (per esempio macropori e fessure) che non è direttamente correlata alla distribuzione dimensionale dei pori ed alla tessitura del suolo, fattori che invece incidono sulla forma della curva di conducibilità per valori del contenuto d'acqua intermedi (cioè nel campo insaturo).

Alla luce di queste osservazioni non è opportuno utilizzare il valore di  $K_s$  come punto di riferimento nell'interpolazione, in quanto si possono ottenere risultati più accurati utilizzando valori di conducibilità insatura a contenuti idrici leggermente inferiori a quello di saturazione (*Roulier et al.*, 1972), ma sempre nel campo di alti valori di contenuto idrico (*wet range*). In questo modo si ottengono diversi vantaggi: (i) risultati più accurati, (ii) esecuzione più rapida delle misure in laboratorio e in campo, (iii) si evitano le complicazioni teoriche e pratiche in prossimità della saturazione.

Un ragionamento analogo vale anche per il contenuto idrico a saturazione ( $\theta_s$ ) che è un parametro empirico da stimare con specifici modelli di ritenzione (van Genuchten) utilizzando misure di ritenzione in corrispondenza di contenuti idrici inferiori alla saturazione.

Secondo questo procedimento, invece di disporre dei dati direttamente misurati di  $\theta_s$  e  $K_s$ , si dispone di  $\theta_o$  e  $K_o$  in corrispondenza di valori del contenuto idrico diversi dalla saturazione; il modello di Mualem descritto dall'Eqz. 3.25 può essere riformulato secondo la seguente equazione:

$$K(\Theta) = K(\Theta_o) \left[ \frac{\Theta}{\Theta_o} \right]^v \left[ \frac{f(\Theta)}{f(\Theta_o)} \right]^2 \quad [3.59]$$

in cui i valori di  $K_s$  e del contenuto d'acqua a saturazione sono sostituiti dai corrispondenti valori  $K_o$  e  $\Theta_o$ . Nel caso specifico in cui  $m = 1 - 1/n$  l'Eqz 3.59 si semplifica nella seguente forma:

$$K(\Theta) = K(\Theta_o) \left[ \frac{\Theta}{\Theta_o} \right]^v \left[ \frac{1 - (1 - \Theta^{1/m})^m}{1 - (1 - \Theta_o^{1/m})^m} \right]^2 \quad [3.60]$$

### Bibliografia

- Anderson, M.G., Rogers, C.C.M., 1987. *Catchment scale distribute hydrological models*. A discussion of research directions. *Progress in Physical Geography*, 11:28-51.
- Andraski, B. J., and E. A. Jacobson, 2000. *Testing a full-range soil-water retention function in modeling water potential and temperature*, *Water Resour. Res.*, 36, 3081-3090.
- Bair, E.S., 1994. *Model (in) validation – a view from the courtroom*. *Ground Water*, 32(4):530-1.
- Bathurst, J.C. and O'Connell, P.E., 1992. *Future of distributed modelling: The Système Hydrologique Europeen*. *Hydrological Processes*, 6: 265-77.
- Bauer A., Black AL., 1992. *Organic carbon effects on available water capacity on three soil textural groups*, *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56, 248-254.
- Beck, M.B., 1987. *Water quality modelling: a review of the analysis of uncertainty*. *Water Resour. Res.*, 23: 1393-442.
- Beven, K. 1989. *Changing ideas in hydrology – the case of physically- based models*. *J. Hydrology*, 105: 157-72.
- Beven, K. J., 1996. *A discussion of distributed hydrological modelling*. In: Abbott, M.B. and Refsgaard, J. C. (Eds), *Distributed Hydrological Modelling*, Kluwer, Dordrecht, The Netherlands, pp.255-78.
- Beven, K.J., 1987. *Towards a new paradigm in hydrology*. In: *Water for the future: Hydrology in perspective*. IAHS Publ. No. 164: 393-403.

- Boughton, W. C., 1986. *Evaluating partial areas of watershed runoff*, J. Irrig. Drain. Eng., 113(3), 356– 366.
- Bouma J., Droogers P., 1999. *Comparing different methods for estimating the soil moisture supply capacity of a soil series subjected to different types of management*, Geoderma 92, 185-197.
- Briggs L.J., Shantz H.L., 1912. *The wilting coefficient for different plants and its indirect determination*, USDA Bur. Plant Ind., Bull. 230, Washington, DC.
- Brooks R.H. e Corey A.T. (1964). *Hydraulic properties of porous media*. Hydrology paper no. 3. Colorado State University, Fort Collins.
- Brustsaert W. (1968). *The permeability of a porous medium determined from certain probability laws for pore size distribution*. Water Resour. Res. 4: 425-434.
- Burdine N.T. (1953). *Relative permeability calculations from pore-size distribution data*. Pet. Trans. Am. Inst. Mining Eng., 198: 71-77.
- Campbell G.S. (1974). *A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data*. Soil Sci. 117: 311-314.
- Cassel D. K., Nielsen D. R., 1986. *Field capacity and available water capacity*. In Methods of Soil Analysis, Part 1. Physical and Mineralogical Methods. Agronomy Monograph no. 9 pp. 901–926.
- Cavazza L., 1997. *Acqua disponibile e acqua facilmente utilizzabile*, in "Metodi di Analisi Fisica del Suolo", Ministero per le Politiche Agricole, Osservatorio Nazionale Pedologico e per la Qualità del Suolo (coord. M. Pagliai), FrancoAngeli, Parte VIII, 8, 139-141.
- Cavazza L., Comegna V., Linsalata D., 1973. *Correlation of field capacity between open field and laboratory determinations*, in A Hadas et al. (a cura di) "Physical Aspects of Soil Water and Salts in Ecosystem", Ecological Studies 4, Springer-Verlag, Berlin, Germany, 187-193.
- Childs E.C. e Collis-George G.N. (1950). *The permeability of porous materials*. Proc. Roy. Soc. London, Ser. A., 201: 392-405.
- Dane J.H., Hopmans J.W., 2001. *Pressure cell*, in "Methods of Soil Analysis, Part 1, Physical Methods, Third Edition" (a cura di J.H. Dane e G.C. Topp), SSSA, Madison WI, USA.
- Denmead O.T., Shaw R.H., 1962. *Availability of soil water to plants as affected by soil moisture content and meteorological conditions*, Agron. J. 54,385-389.

- Eagleson, P. S., 1978a. *Climate, soil, and vegetation, 1, Introduction to water balance dynamics*, 14(5), 705– 712.
- Eagleson, P. S., 1978b. *Climate, soil, and vegetation, 2, The distribution of annual precipitation derived from observed storm sequences*, 14(5), 713– 721.
- Eagleson, P. S., 1978c. *Climate, soil, and vegetation, 3, A simplified model of soil moisture movement in the liquid phase*, 14(5), 722– 730.
- Eagleson, P. S., 1978d. *Climate, soil, and vegetation, 4, The expected value of annual evapotranspiration*, 14(5), 731– 739.
- Eagleson, P. S., 1978e. *Climate, soil, and vegetation, 5, A derived distribution of storm surface runoff*, 14(5), 741– 748.
- Eagleson, P. S., 1978f. *Climate, soil, and vegetation, 6, Dynamics of the annual water balance*, 14(5), 749–764,
- Eagleson, P. S., 1978g. *Climate, soil, and vegetation, 7, A derived distribution of annual water yield*, 14(5), 765–776.
- Fayer, M. J. and G. W. Gee, 1992. *Predicted drainage at a semiarid site: Sensitivity to hydraulic property description and vapor flow*, in *Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils*, edited by M. T. van Genuchten, F. J. Leij, and L. J. Lund, pp. 690–700, Univ. of Calif., Riverside.
- Flerchinger, G. N., C. L. Hanson, and J. R. Wight, 1996. *Modeling evapotranspiration and surface energy budgets across a watershed*, *Water Resour. Res.*, 32, 2539–2548.
- Flint, A. E., L. E. Flint, J. A. Hevesi, F. D'Agnese, and C. Faunt, 2000. *Estimation of regional recharge and travel time through the unsaturated zone in arid climates*, in *Dynamics of Fluids in Fractured Rock*, Geophys. Monogr. Ser., vol. 122, edited by B. Faybishenko, P. A. Witherspoon, and S. M. Benson, pp. 115–128, AGU, Washington, D. C.
- Flint, A. E., L. E. Flint, J. A. Hevesi, F. D'Agnese, and C. Faunt, 2000. *Estimation of regional recharge and travel time through the unsaturated zone in arid climates*, in *Dynamics of Fluids in Fractured Rock*, Geophys. Monogr. Ser., vol. 122, edited by B. Faybishenko, P. A. Witherspoon, and S. M. Benson, pp. 115–128, AGU, Washington, D. C..
- Gardner W.R, 1970. *Field measurements of soil water diffusivity*, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 34, 832-833.

- Gardner W.R, Hillel D., 1970. Beny Amini Y., *Post irrigation movement of soil water: I.Redistribution*, Water Resour. Res. 6,851-861.
- Gardner W.R, Israelsen O.W., Edlefsen N.E., Conrad H., 1922.*The capillary potential function and its relation to irrigation practice*, Phys. Rev. Ser. 20,196.
- Grayson R., Blöschl G., Editors, 2000. *Spatial patterns in catchment hydrology - Observations and modelling*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Grayson, R.B., Moore, I.D. and McMahon, T.A., 1992b. *Physically based hydrologic modelling, 2. Is the concept realistic?*Water Resour. Res., 28: 2659-66.
- Guswa A.J., Celia M.A., Rodriguez Iturbe, I., 2002. *Models of soil moisture dynamics in ecohydrology: a comparative study*. Water Resour.Res. 38 (9) 1166-1181.
- Hartemink A.E., McBratney A.B. and Cattle J.A., 2001. *Developments and trends in soil science: 100 volumes of Geoderma (1967–2001)*, Geoderma 100, 217–268.
- Hillel D., 1998. *Environmental soil physics*, Academic Press San Diego, CA.
- Hillel, D., 1986. Modelling in soil physics: A critical review. In: Future Developments in Soil Science Research. A collection of Soil Sci. Soc. Am. Golden Anniversary contributions presented at annual Annual Meeting, New Orleans, pp. 35-42.
- Horton, R.E., 1933. *The role of infiltration in the hydrologic cycle*. Trans. Am. Geophys. Union, 14: 446-60.
- Imam B., Sorooshian S., Mayr T., Schaap M., Wosten H., Scholes B., 1999. *Comparison of pedotransfer functions to compute water holding capacity using the van Genuchten model in inorganic soils*, IGBP-DIS Working Paper. 22 1-39.
- Jakeman, A. and Hornberger, G. M., 1993. *How much complexity is warranted in a rainfall-runoff model?* Water Resour. Res., 29(8): 2637-49.
- James, L.D., and Burges, S.J., 1982. *Selection, calibration and testing of hydrological models*. In: Haan, C.T., Johnson, H. P. and Brakensiek, D. L. (Eds), Hydrological Modelling of Small Watersheds. Am. Soc. Agr. Eng. Monogr. Series Vol. 5, pp. 435-72.
- Kearns, A. K. and J. M. H. Hendrickx, 1998. *Temporal variability of diffuse groundwater recharge in New Mexico*, Tech. Completion Rep. 309, 43 pp., N. M. Water Resour. Res. Inst., Las Cruces.
- Khire, M. V., C. H. Benson, and P. J. Bosscher, 1997. *Water balance modeling of earthen final covers*, J. Geotech. Geoenviron. Eng., 123, 744– 754.

- Khire, M. V., C. H. Benson, and P. J. Bosscher, 2000. *Capillary barriers: Design variables and water balance*, J. Geotech. Geoenviron. Eng., 126, 695– 708.
- Klemes, V., 1983. *Conceptualisation and scale in hydrology*. J. Hydrology, 65: 1-23.
- Kutilek M., 1973. *The influence of clay minerals and exchangeable cations on soil moisture potential*, In A Hadas et al. (a cura di) *Physical Aspects of Soil Water and Salts in Ecosystem*. Ecological Studies 4, Springer-Verlag, Berlin, Germany 153-160.
- Laio , F., A., Porporato, L. Ridolfi and I. Rodriguez-Iturbe, 2001a. *Plants in water-controlled ecosystems: active role in hydrologic processes and response to water stress. II Probabilistic soil moisture dynamics*, Adv. In Water Res., 24, 707-723.
- Lange O.L., Nobel P.S., Osmond C.B., Ziegler H., 1982. *Physiological plant ecology, Water Relations and carbon assimilation*, Springer-Verlag, Berlin, Germany.
- Manabe, S., 1969. *Climate and the ocean circulation, 1, Atmospheric circulation and the hydrology of the Earth's surface*, Mon. Weather. Rev., 97(11), 739– 774.
- Meyer, P. D., , 1993. *Application of an infiltration evaluation methodology to a hypothetical low-level waste disposal facility*, NUREG/CR-6114, PNL 8842, 28 pp., Nucl. Regulatory Agency, Rockville, Md..
- Milly P.C.D., 1994. *Climate, soil water storage, and the annual water balance*, Water Resour. Res. 30, 2143-2156.
- Milly, P. C. D., and Dunne K. A., 1994. *Sensitivity of the global water cycle to the water-holding capacity of land*, J. Clim., 7, 506– 526.
- Milly, P. C., 1994b. *Climate, soil water storage, and the average annual water balance*, Water Resour. Res., 30(7), 2143–2156.
- Minasny B., McBratney A.B., Bristow K.L., 1999. *Comparison of different approaches to the development of pedotransfer functions for water-retention curves*. Geoderma 93, 225–253.
- Mohseni, O., and H. Stefan, 1998. *A monthly streamflow model*, Water Resour. Res., 34(5), 1287– 1298.
- Mualem Y. (1976). *A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media*. Water Resources Research, 12: 513-522.
- Nielsen D.R., Biggar J.W., Erh K.T., 1973. *Spatial variability of field-measured soil-water properties*, Hilgardia 42 (7), 215-259.

- Oreskes, N. Shrader- Frechette, K., and Belitz, K., 1994. *Verification, validation and confirmation of numerical models in the earth sciences*, 264: 641-6.
- Pereira L.S., van den Broek B.J., Kabat P., Allen R.G. 1995. *Crop-water-simulation models in practice*, Selected papers of the 2nd Workshop on Crop-Water-Models. Wageningen Pers, Wageningen, The Netherlands.
- Philip, J.R., 1975. *Some remarks on sciences in catchment prediction*. In: Chapman, T. G. and Dunin, F. X. (Eds), *Prediction in Catchment Hydrology: A National Symposium on Hydrology*, Australian Academy of Science, pp 23-30.
- Pumo D., Viola F., Noto L.V., 2008. *Ecohydrology in Mediterranean areas: a numerical model to describe growing seasons out of phase with precipitations*, Hydrol. Earth Syst. Sci., 12, 303-316.
- Raats P. A. C., 2001. *Developments in soil-water physics since the mid 1960s*. Geoderma 100, 355-387.
- Ratcliff L.F., Ritchie J.T., Cassel D.K., 1983. *Field-measured limits of soil water availability as related to laboratory-measured properties*, Soil Sci. Soc. Am. 1 47, 770-775.
- Refsgaard, J. C. and Storm, B. 1996. *Construction, calibration and validation of hydrological models*. In: Abbott, M.B. and Refsgaard, J. C. (Eds), *Distributed Hydrological Modelling*. Klumer, Dordrecht, The Netherlands, pp.41-54.
- Richards, L.A., 1931. *Capillary conduction of liquids through porous medium*. Physics (1) 318-333.
- Ritchie J.T, 1981. *Soil water availability*, Plant Soil 58, 327-338.
- Ritchie J.T., Burnett E., Henderson R.C., 1972. *Dryland evaporative flux in a subhumid climate*, III, Soil water Influence, Agron. J., 64,168-173.
- Ritchie J.T., Gerakis A., Suleiman A., 1999. *Simple model to estimate field-measured soil water limits*, Trans. ASAE, 42, 1609-1614.
- Rockhold, M. L., M. J. Fayer, C. T, Kincaid, and G. W. Gee, 1995. *Estimation of natural ground water recharge for the performance assessment of a lowlevel waste disposal facility at the Hanford site*, PNL-10508, Battelle Pac. Northwest Natl. Lab..
- Rodriguez-Iturbe I., Porporato A., Ridolfi L., Isham V. and Cox D., 1999. *Probabilistic modelling of water balance ata point: the role ot climate, soil and vegetation*. Proc. R. Soc. London, Ser. A., 455, 3789-3805.

- Rodriguez-Iturbe, I., A. Porporato, F. Laio, and R. Ridolfi, 2001. Plants in water controlled ecosystems: Active role in hydrologic processes and response to water stress, I, Scope and general outline, *Adv. Water Resour.*, 24(7), 695– 706.
- Rodriguez-Iturbe, I., A. Porporato, F. Laio, and R. Rodolfi, 2001b. *Intensive or extensive use of soil moisture: plant strategies to cope with stochastic water availability*, *Geophys. Res.Lett.*, 28, 4495-4497.
- Romano N., Hopmans J.W., Dane J.H., 2001. *Suction tables*, in "Methods of Soil Analysis, Part 1, Physical Methods, Third Edition" (a cura di J.H. Dane e G.C. Topp), SSSA, Madison WI, USA.
- Romano N., Santini A., 2001. *Water retention and storage: Field*, in "Methods of Soil Analysis, Part 1, Physical Methods, Third Edition" (a cura di J.H. Dane e G.C. Topp), SSSA, Madison WI, USA .
- Roulier M.H., Stolzy L.H., Letey J. e Weeks L.V. (1972). *Approximation of field hydraulic conductivity by laboratory procedures on intact cores*. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 36: 387-393.
- Santini A., 1975. Presupposti teorici delle misure idrologiche ed idrauliche nel terreno agrario e forestale, Atti dell'incontro di studio su "Misure idrologiche ed idrauliche nel terreno agrario e forestale", 1ª Sez. A.L.G.R, Milano, 3-4 ottobre, Al, 11-42.
- Santini A., 1981. *Rialimentazione naturale degli acquiferi*, in "Relazione tra acque superficiali e falde idriche sotterranee e loro modellizzazione", CNR Progetto Finalizzato "Conservazione del suolo", pubblicazione n. 72, Centro Grafico Linate, San Donato Milanese, 51-89.
- Santini A., 1992. *Modelling water dynamics in the soil-plant-atmosphere system for irrigation problems*, *Excerpta*, 6, 133-166.
- Santini, A., 2007. *L'idrologia del suolo: stato della ricerca e prospettive*. Atti del convegno della I Sez. AIIA su "Ricerca ed Innovazione nell'Idraulica Agraria e nelle Sistemazioni Idraulico-forestali", Milano, 27-28 marzo 2007.
- Scanlon, B. R., and P. C. D. Milly, 1994. *Water and heat fluxes in desert soils*, 2, *Numerical simulations*, *Water Resour. Res.*, 30, 721– 733.
- Schroeder, P. R., C. M. Lloyd, P. A. Zappi, and N. M. Aziz, 1994. *The Hydrologic Evaluation of Landfill Performance (HELP) Model, user's guide for version 3*, EPA/600/168a, U.S. Environ. Prot. Agency Risk Reduction Eng. Lab., Cincinnati, Ohio.



- Singh, V.P. & Frevert, D.K., 2002. *Mathematical Modeling of Large Watershed Hydrology*, Water Resources Publications, Littleton, Colorado, 891 pp..
- Sivapalan, M., and R. A.Woods, 1995. *Evaluation of the effects of general circulation models' subgrid on land surface water balance fluxes*, Hydrol. Processes, 9, 697–717.
- Smith, R.E., Goodrich, D.C., Woolhiser, D.A. and Simanton, J.R., 1994. *Comment on "Physically based hydrological modelling 2: Is the concept realistic"?* by Grayson, Moore and McMahon. Water Resour. Res. 30: 851-4
- Soil Science Society of America, 1997. *Glossary of soil science terms*, SSSA, Madison, USA.
- Stegman E.C., Musick J.T., Stewart J.L., 1980. *Irrigation water management*, in "Design and operation of farm irrigation system" (a cura di M.E. Jensen) ASAE, St. Joseph M.I., USA, 763-816.
- Stothoff, S. A., 1997. *Sensitivity of long-term bare soil infiltration simulations to hydraulic properties in an arid environment*, Water Resour. Res., 33, 547– 558.
- Tiscareno-Lopez M., Lopes V.L., Stone J.J., Lane L.J., 1993. *Sensitivity of the WEPP watershed model for rangeland applications*, I: Hillslope processes, Trans. ASAE, 36,1659-1672.
- van den Berg M., Klamt E., van Reeuwijk L. P., Sombroek W.G., 1997. *Pedotransfer functions for the estimation of moisture retention characteristics of Ferralsols and related soils*. Geoderma. 78, 161–180
- van Genuchten M.Th., 1980. *A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils*. Soil Sci. Soc. Am. J. 44, 892–898.
- van Genuchten M.Th., Leij F.J., Yates S.R. (1991). *The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils*. Robert S. Kerr Environmental Research Laboratory, Office of Research and Development, U.S. Environmental Protection Agency, ADA, OK 74820 (EPA/600/2-91/065).
- Veihmeyer F.J., Hendrickson A.H., 1927. *Soil moisture conditions in relation to plant growth*, Plant Physiol., 2,71-78.
- Veihmeyer F.J., Hendrickson A.H., 1948. *The permanent wilting percentage as a reference for the measure of soil moisture*, Trans. Am. Geophys. Union, 29,887-896.
- Vereecken H., 1995. *Estimating the unsaturated hydraulic conductivity from theoretical models using simple soil properties*. Geoderma, 65: 81-92.

Vereecken H., Maes J., Feyen J. e Darius P. (1989). *Estimating the soil moisture retention characteristic from texture, bulk density and carbon content*. Soil Science 148: 389-403.

## 4 Capitolo

### 4.1 Considerazioni sulla stima della capacità idrica di campo ( $\theta_{CIC}$ ) in suoli uniformi e stratificati

La capacità idrica di campo ( $\theta_{CIC}$ ) è un parametro di notevole interesse non solo nel campo strettamente agronomico per la gestione irrigua, ma anche nell'ambito dell'idrologia applicata per la valutazione del bilancio idrologico a scala di bacino.

Molti modelli idrologici simulano la dinamica del contenuto d'acqua nel suolo in forma integrata, trascurando la variabilità dei processi idrologici lungo il profilo verticale del suolo. In questi modelli il suolo è schematizzato come un serbatoio da cui l'acqua fuoriesce per drenaggio solo quando supera il contenuto d'acqua alla capacità idrica di campo.

Pur essendo un parametro del suolo che dipende da un processo di drenaggio, la  $\theta_{CIC}$  generalmente è stimata come una caratteristica intrinseca del suolo ed è assunta pari al valore del contenuto di acqua del suolo ad assegnati valori del potenziale matriciale. Ma, la definizione ed i limiti di applicabilità del concetto di capacità idrica di campo continuano a generare dibattiti e controversie fra i diversi studiosi.

Molti autori hanno suggerito di stimare  $\theta_{CIC}$  pari al valore del contenuto di acqua nel suolo per un assegnato potenziale matriciale, secondo la relativa curva di ritenzione, a prescindere da fattori come le condizioni al contorno inferiore del profilo o le eterogeneità verticali, che invece possono condizionare in modo anche significativo l'evoluzione dei processi di drenaggio nel suolo. Sulla base di dati raccolti con prove di drenaggio in pieno campo per diversi tipi di suolo, i valori di contenuto d'acqua che approssimano bene la capacità idrica di campo corrispondono a valori di ritenzione idrica per potenziali matriciali  $h$  variabili da -50 cm a -350 cm (McIntyre, 1974; Bruce *et al.*, 1983; Dane *et al.*, 1983; Luxmoore, 1983; Nofziger *et al.*, 1983; Römken *et al.*, 1985; Quisenberry *et al.*, 1987; Addiscott *et al.*, 1991).

L'obiettivo di questo studio è di analizzare criticamente i metodi tradizionalmente adottati per la stima della  $\theta_{CIC}$ , al fine di evidenziarne i

limiti di applicabilità in relazione alle tipologie di suolo e le condizioni di eterogeneità verticale, attraverso una procedura numerica oggettiva.

## **4.2 Metodologia proposta**

In considerazione a quanto discusso precedentemente, per la determinazione del parametro  $\theta_{CIC}$ , una metodologia coerente con la sua definizione e ben riproducibile *in-situ* consiste nel descrivere un processo di ridistribuzione dell'acqua che evolve a partire da un profilo di suolo interamente inumidito da una fase preliminare di infiltrazione (*Romano et al.*, 2001). La  $\theta_{CIC}$  può essere dunque assunta pari al valore che il contenuto di acqua nel suolo assume allorché i flussi di drenaggio al limite inferiore del profilo siano trascurabili.

Questo metodo è stato adoperato in questo studio utilizzando il modello numerico per la simulazione del moto dell'acqua in suoli uniformi e stratificati, sviluppato da *Romano et al.* (1998) e verificato da *Brunone et al.* (2003). Il modello risolve per via numerica l'equazione di Richards con una tecnica alle differenze finite del tipo Crank-Nicolson.

Per una buona rispondenza delle simulazioni a situazioni di pratico interesse, le analisi sono state svolte utilizzando un ampio archivio di profili di suolo sperimentali di n. 1100, sia uniformi sia stratificati.

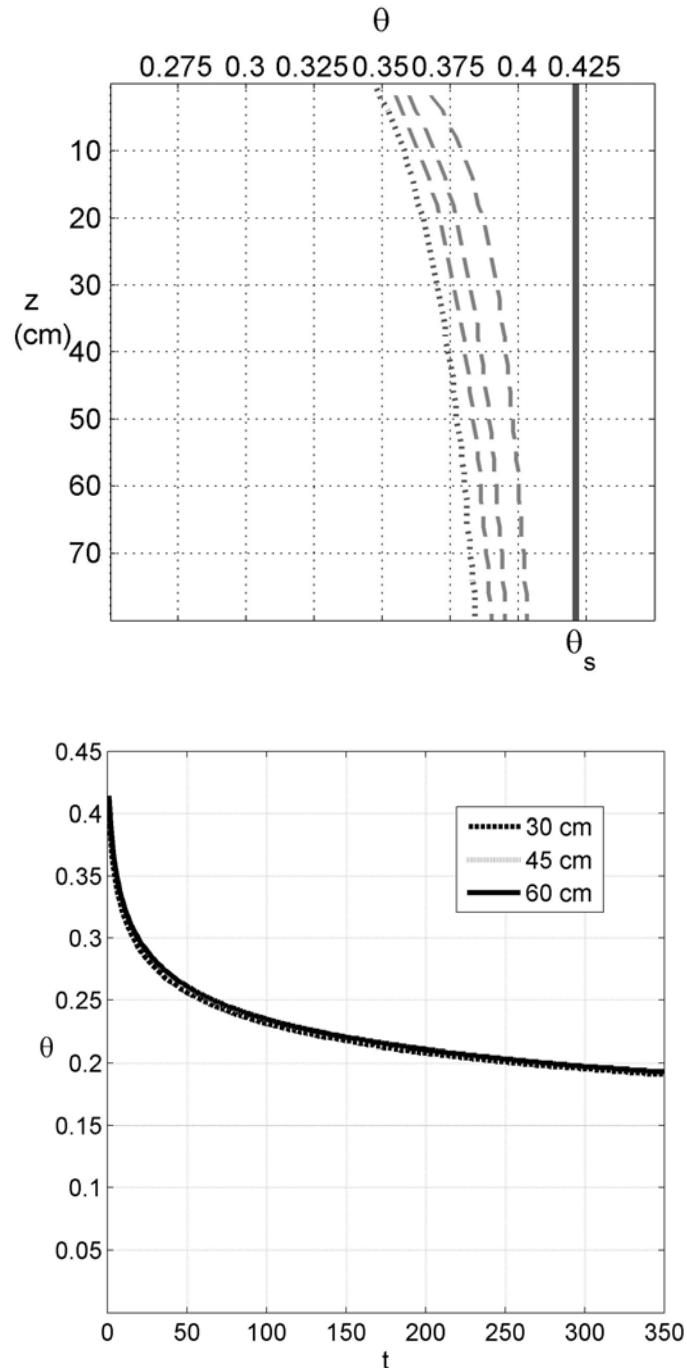
I suoli investigati sono stati schematizzati considerando un profilo di 200 cm e differenziati in:

- suoli uniformi discretizzati spazialmente in 10 strati di altezza costante aventi gli stessi parametri idrologici;
- suoli stratificati con discretizzazione spaziale che tiene conto della reale stratificazione caratterizzata ognuna da specifici parametri idrologici.

In entrambi i casi al cui contorno inferiore è stata posta la condizione di gradiente unitario del potenziale idraulico totale  $H = h - z$ . Alla superficie del terreno,  $z = 0$ , è stato imposto un flusso nullo mentre all'inizio del transitorio è stata assegnata la condizione  $h(z, t = 0) = 0$  per l'intero profilo.

Per determinare la capacità di campo sono state esaminate le distribuzioni simulate  $\theta(z, t)$ , al fine di individuare il tempo  $t = t_{CIC}$  in cui i gradienti  $\partial\theta/\partial t$  risultano trascurabili ed il drenaggio può quindi essere ritenuto trascurabile.

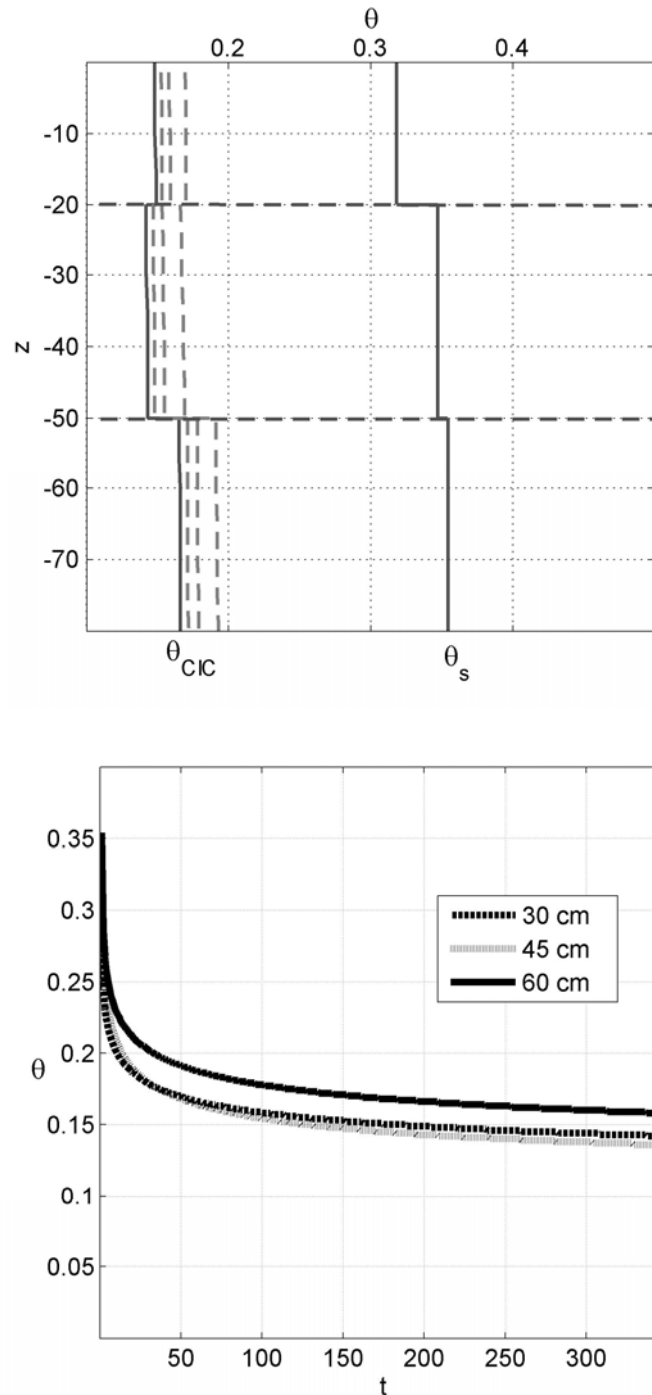
Per la scelta di  $t_{CIC}$  a cui corrisponde il valore  $\theta_{CIC}$  si è utilizzato il criterio suggerito da *Stegman et al.* (1980), che considerano concluso il processo di drenaggio quando il flusso al contorno inferiore del profilo è minore di 0.01 cm/giorno.. Tale criterio è compatibile con la sensibilità degli strumenti di misura del contenuto di acqua nel suolo oggi disponibili.



*Figura 4.1-* Evoluzione del processo di drenaggio giornaliero imposto con la simulazione,  $\theta(z,t)$  e  $\theta(t)$ , a diverse profondità  $z$  (cm) per un suolo uniforme.

Una visione completa della capacità di un profilo di suolo di immagazzinare acqua può desumersi esaminando le curve di esaurimento  $\theta(t)$  per assegnati valori della profondità  $z$ , come ad esempio quelle riportate

nelle figure 4.1 e 4.2 , ottenute con la simulazione numerica del processo di drenaggio: le linee continue rappresentano i valori del contenuto d'acqua iniziali, nella condizione di saturazione; quelle punteggiate indicano le distribuzioni simulate per tempi crescenti dall'inizio del drenaggio; quelle tratteggiate indicano il profilo del contenuto d'acqua in condizione di capacità idrica di campo.



*Figura 4.2-* Evoluzione del processo di drenaggio giornaliero imposto con la simulazione,  $\theta(z,t)$  e  $\theta(t)$  , a diverse profondità  $z$  (cm) per un suolo stratificato.

### 4.3 Risultati

In questo paragrafo sono discussi i valori della capacità idrica di campo ( $\theta_{CIC,s}$ ) ottenuti mediante le simulazioni del processo di drenaggio utilizzando un ampio archivio di profili di suolo pari a 1100, sia uniformi sia stratificati. Il database dei suoli uniformi include 1070 suoli, divisi nelle 12 classi di tessitura (USDA, figura 4.3).

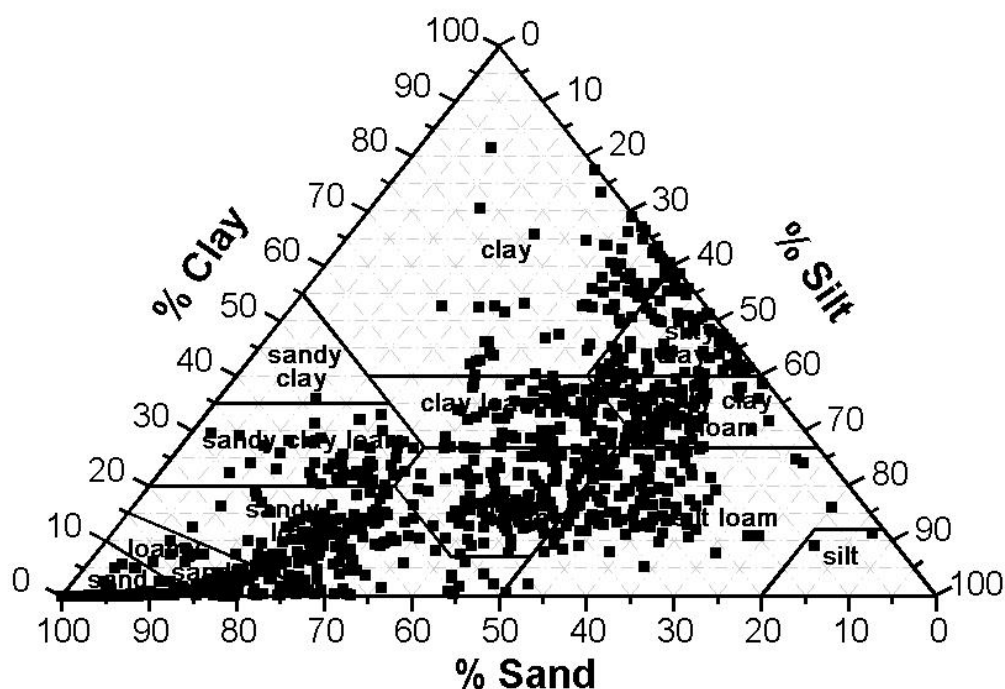


Figura 4.3- Classificazione tessiturale USDA dei 1070 suoli uniformi.

La Tabella 4.1 riporta media e scarto quadratico per suoli uniformi ottenuti per le diverse classi tessiturali. Si osserva come il valore medio  $\mu$  di  $\theta_{CIC,s}$  varia da un minimo di 0,149 per i suoli sabbiosi, quindi a tessitura più grossolana, e ad un massimo di 0,435 per i suoli argillosi, in genere più strutturati e caratterizzati da una tessitura più fine.

Questo aspetto può essere spiegato dal fatto che per i suoli a tessitura grossolana la conducibilità idraulica in condizione di saturazione parziale si riduce notevolmente al diminuire del potenziale matriciale  $h$ , rendendo i suoli poco permeabili non appena i contenuti di acqua si riducono anche di poco rispetto al valore di contenuto d'acqua alla saturazione completa.

Le Figure 4.4 e 4.5 mettono a confronto la capacità di campo ottenuta per simulazione dei processi di drenaggio  $\theta_{CIC,s}$  e i valori di contenuto

d'acqua  $\theta_{h=-500}$ ,  $\theta_{h=-330}$ , e  $\theta_{h=-100}$  ottenuti dalle funzioni di ritenzione idrica per i potenziali  $h$  rispettivamente pari a -500 cm, -330 cm e -100 cm.

| Classe tessiturale<br>(USDA)<br>(IT) | Classe tessiturale<br>(USDA)<br>(US) | Numero di<br>profili di<br>suolo<br>uniforme | Capacità idrica di<br>campo ( $\theta_{CIC,s}$ ) |          |
|--------------------------------------|--------------------------------------|--|--|----------|
|                                      |                                      |  | $\mu$  | $\sigma$ |
| Sabbioso                             | Sand (S)                             | 100  | 0,149  | 0,126    |
| Sabbioso franco                      | Loamy sand (LS)                      | 84   | 0,246  | 0,085    |
| Franco sabbioso                      | Sandy loam (SL)                      | 163  | 0,286  | 0,076    |
| Franco sabbioso<br>argilloso         | Sandy clay loam<br>(SCL)             | 48   | 0,347  | 0,032    |
| Franco                               | Loam (L)                             | 158  | 0,302  | 0,087    |
| Franco limoso                        | Silty loam (SiL)                     | 121  | 0,331  | 0,085    |
| Limoso                               | Silty (Si)                           | 2  | 0,364  | 0,018    |
| Franco argilloso                     | Clay loam (CL)                       | 117  | 0,321  | 0,065    |
| Franco limoso<br>argilloso           | Silty clay loam<br>(SiCL)            | 91   | 0,375  | 0,086    |
| Argilloso sabbioso                   | Sandy clay (SC)                      | 1  | 0,340  | -        |
| Argilloso limoso                     | Silty clay (SiC)                     | 92   | 0,421  | 0,097    |
| Argilloso                            | Clay (C)                             | 93   | 0,435  | 0,104    |

*Tabella 4.1-* Media  $\mu$  e scarto quadratico medio  $\sigma$  per la capacità idrica di campo  $\theta_{CIC,s}$  determinata per diverse classi tessiturali.

Sono stati scelti questi specifici potenziali matriciali in base a quanto suggerito in letteratura per le classi tessiturali rispettivamente fine, media e grossolana. Valori specifici per le classi tessiturali intermedie non sono rinvenibili in letteratura. Grazie anche ad un'adeguata base di dati pedologici e idraulici sulle caratteristiche di suoli uniformi, è stato possibile effettuare una migliore analisi di sintesi del loro comportamento in condizioni di capacità idrica di campo.

Come illustrato nelle Figure 4.4 e 4.5, i valori  $\theta_{CIC,s}$  sono prossimi a:  $\theta_{h=-100}$  per le classi sabbioso franco;  $\theta_{h=-330}$  per le classi franco sabbioso, franco limoso, franco argilloso e franco limoso argilloso;  $\theta_{h=-500}$  per la classe argilloso limoso. Inoltre, è stato possibile grazie all'ampio archivio di suoli uniformi correlare: i valori di  $\theta_{CIC,s}$  con la % argilla e % limo e si è osservato che all'incrementare di entrambe aumenta il valore di  $\theta_{CIC,s}$  (figura 4.6); i valori  $h_{CIC,s}$  sono stati correlati con % di sabbia e % argilla e si è osservato che  $h_{CIC,s}$  incrementa con l'aumentare della % di sabbia (figura 4.7).



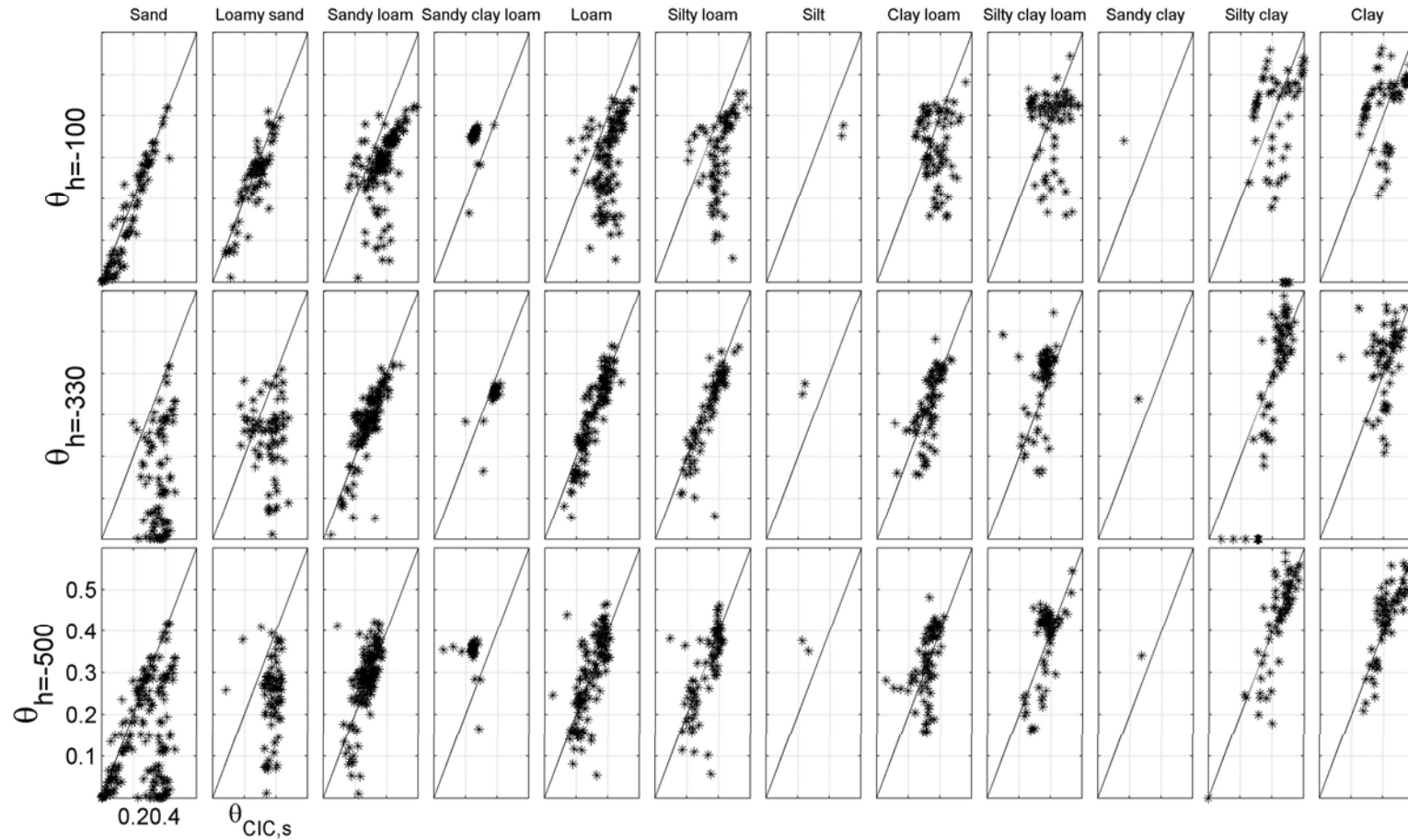
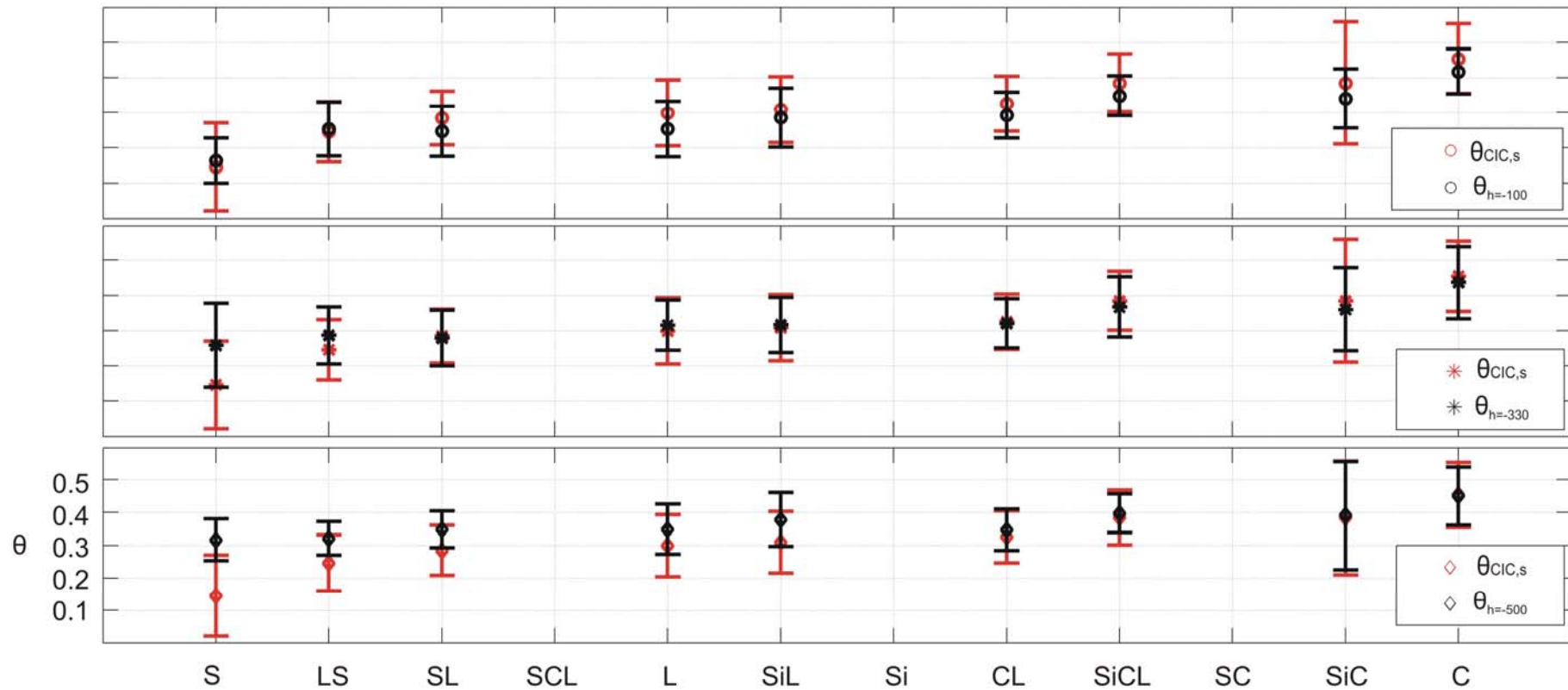


Figura 4.4 Confronto tra valori  $\theta_{CIC,s}$  per i suoli uniformi calcolati con simulando il processo di drenaggio con i valori di  $\theta_h$  sulla curva di ritenzione idrica per prefissati valori del potenziale matriciale  $h$  ( $\theta_{h=-500}$ ,  $\theta_{h=-330}$ , e  $\theta_{h=-100}$ )



*Figura 4.5-* Confronto tra valori  $\theta_{CIC,s}$  per i suoli uniformi ottenuti simulando il processo di drenaggio con i valori medi di ritenzione idrica dei medesimi suoli per prefissati potenziale matriciale  $h(\theta_{h=-500}, \theta_{h=-330}, \text{ e } \theta_{h=-100})$

In accordo con la correlazione precedente anche i lavori di *Romano e Santini* (2003) e *McBratney e Minasny* (2004) hanno evidenziato che il potenziale matriciale incrementa all'aumentare delle classi più grossolane.

Nelle applicazioni di pieno campo è raro riscontrare profili con tessitura e struttura uniformi ovvero che si comportano come tali dal punto di vista idraulico. Molto spesso i suoli presentano accentuate stratificazioni dovute essenzialmente a processi di pedogenesi e ad interventi antropici. In relazione agli spessori dei diversi orizzonti interessati dai processi di moto e alla sequenza secondo con cui essi sono disposti lungo il profilo, i processi di infiltrazione e ridistribuzione evolvono in modo alquanto differente e non facilmente prevedibile in base alla sola conoscenza delle singole caratteristiche dei diversi strati.

Pertanto, in presenza di stratificazioni occorre porre maggiore attenzione nella valutazione della capacità idrica di campo, che deve essere sempre considerata come un parametro globale specifico dell'intero profilo di suolo, in questo caso stratificato, e rappresentativo di un processo che evolve in assegnate condizioni di campo.

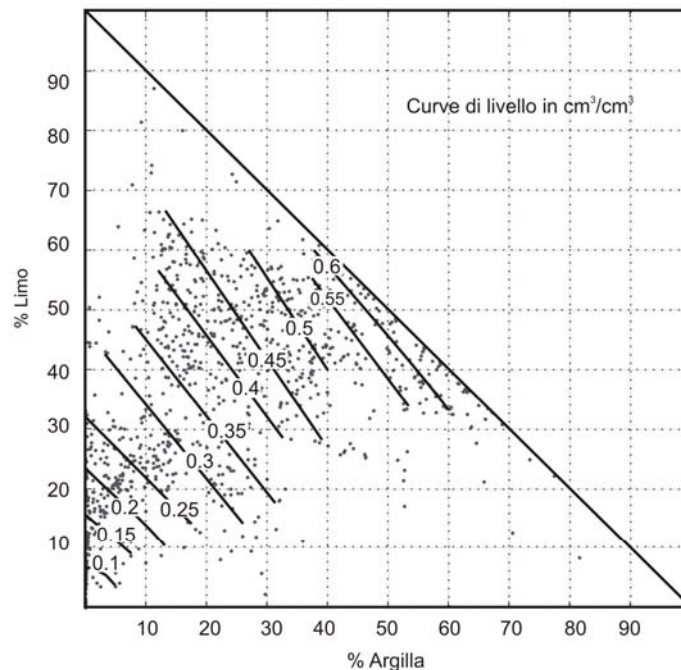
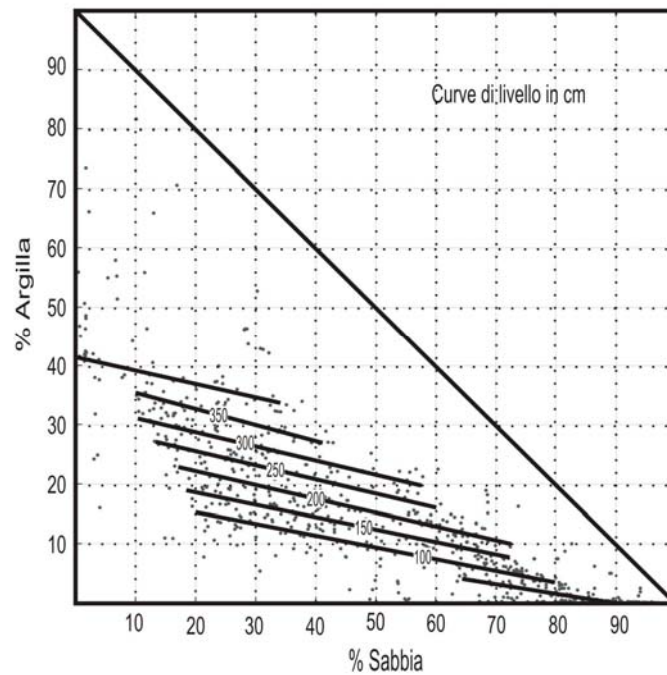


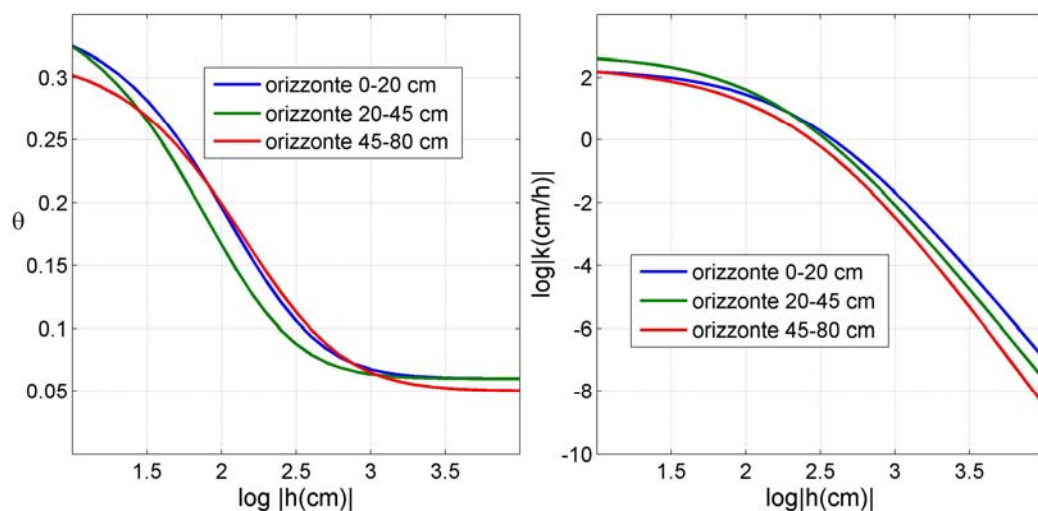
Figura 4.6- Correlazione tra valori  $\theta_{CIC,s}$  per i suoli uniformi ottenuti simulando il processo di drenaggio con le % argilla e % limo.



*Figura 4.7-* Correlazione tra valori  $h_{CIC,s}$  per i suoli uniformi ottenuti simulando il processo di drenaggio con le % sabbia e % argilla.

In questi casi, la sequenza degli strati e le differenze nelle rispettive proprietà idrauliche del suolo (funzioni di ritenzione idrica e di conducibilità idraulica, (figura 4.8) influenzano l'evoluzione del processo di drenaggio e quindi il valore del contenuto di acqua da considerare come condizione di capacità di campo.

Pertanto, anche a parità di caratteristiche idrauliche degli orizzonti che compongono il profilo di suolo, si possono determinare situazioni anche molto diverse fra loro in funzione dello spessore di ogni singolo orizzonte e da come gli stessi orizzonti sono disposti lungo l'intero profilo.



*Figura 4.8-* Esempi di funzione di ritenzione idrica e conducibilità idraulica relative al suolo stratificato rappresentato dalla colonna 8 nella figura 4.8.

Esempi degli effetti della presenza di stratificazioni e della loro sequenza lungo il profilo sono illustrati graficamente in Figura 4.9, che descrive il comportamento di 30 suoli stratificati. La barra posta in basso riporta una numerazione crescente da 1 a 30 e una diversa colorazione che indica il valore della  $\theta_{CIC,s}$  per ogni profilo di suolo stratificato, mentre quella laterale indica il campo di variazione dei valori di contenuto di acqua.

Per ciascun orizzonte è stata indicata la classe tessiturale (mediante diverse simbologie indicate in legenda) ed il valore  $\theta_{CIC,s}$  stimato considerando il profilo uniforme (rappresentato con una diversa colorazione). Ad esempio, da notare che le colonne 13, 20 e 28 presentano profili uniformi (con stessa classe tessiturale) ma con proprietà idrauliche e valori di  $\theta_{CIC,s}$  differenti.

La conducibilità idraulica dello strato ubicato al contorno inferiore del profilo influenza notevolmente il valore della  $\theta_{CIC,s}$  per i suoli stratificati.

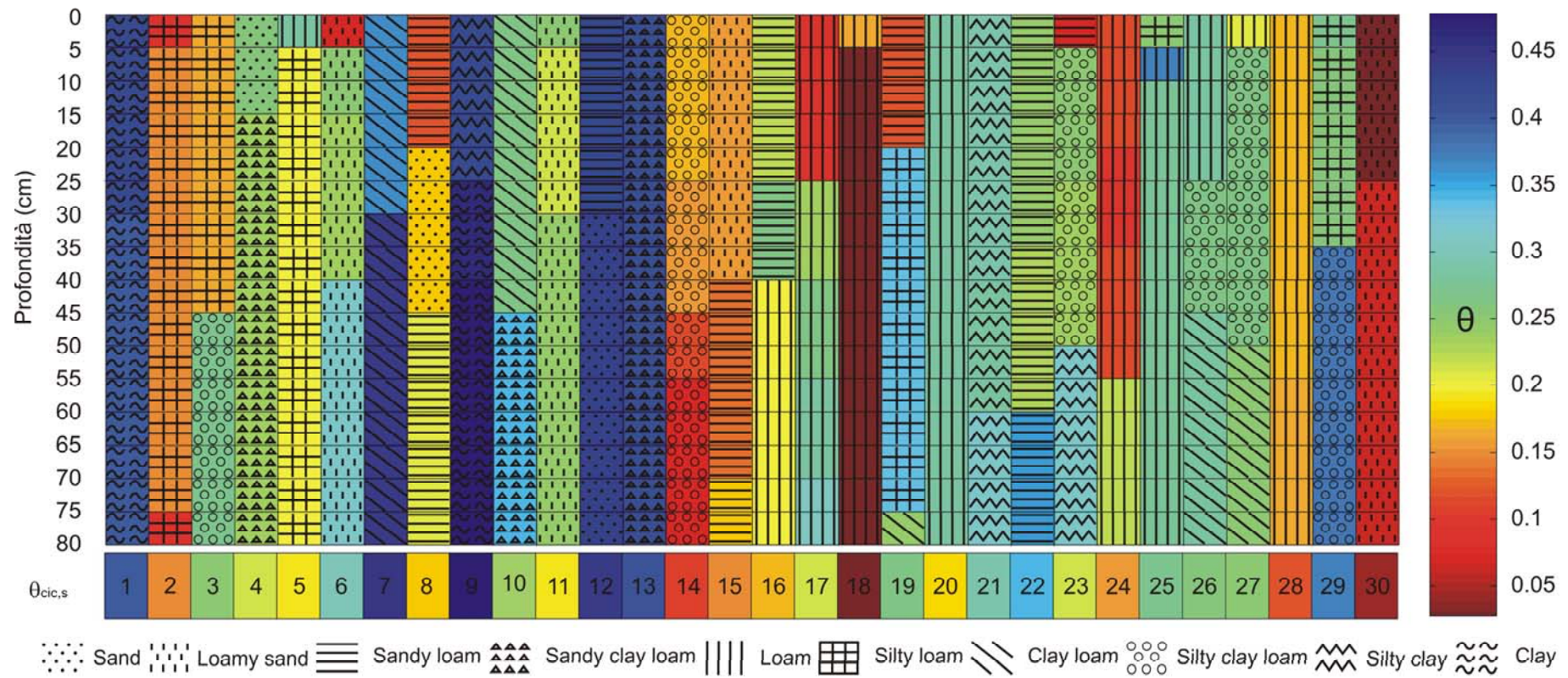
Ad esempio, la colonna 19 si riferisce ad un suolo formato da un orizzonte superficiale di 20 cm con tessitura franco-sabbiosa (*sandy loam*), un orizzonte intermedio da 20 a 55 cm con tessitura franco-limosa (*silty loam*) e un orizzonte profondo da 75 a 80 cm con tessitura franco-argillosa (*clay-loam*). Si nota come in questo caso il valore di  $\theta_{CIC,s}$  simulato per il suolo stratificato sia influenzato dallo strato con minor conducibilità idraulica e posto alla maggiore profondità.

Il suo valore, infatti, si avvicina a quello di un profilo di suolo uniforme con proprietà idrauliche pari a quelle dello strato più profondo.

I valori del contenuto di acqua nel suolo in condizioni di “capacità di campo” ( $\theta_{CIC,s}$ ) ottenuti mediante simulazione del processo di drenaggio hanno evidenziato come questo parametro difficilmente possa essere identificato in modo univoco dalla sola curva di ritenzione, essendo rappresentativo di un assegnato processo idrologico nel suolo.

Questo aspetto è stato evidenziato in un articolo molto recente di *Twarakavi et al* (2009) combinando due database di suoli usati da *Schaap et al* (2001) e *Minasny et al* (2004). Il processo di drenaggio è stato simulato in condizioni di suolo inizialmente saturo e considerando tre differenti flussi di drenaggio trascurabili alla capacità idrica di campo (0.001 cm/giorno, 0.01 cm/giorno e 0.1 cm/giorno), con condizione al contorno superiore con flussi nulli e condizione al contorno inferiore con drenaggio libero .





*Figura 4.9-* Ogni colonna rappresenta un suolo stratificato con profondità radicale di 80 cm. Per ogni orizzonte è stata riportata la tessitura eed il valore di  $\theta_{cic,s}$  ottenuto nell'ipotesi di suolo uniforme avente le medesime proprietà idrauliche.

Il confronto dei valori della capacità di campo determinati con i tre flussi di drenaggio ha evidenziato che quello trascurabile a 0.01 cm/giorno risulta più conforme ai metodi tradizionali per la stima della capacità di campo come evidenziato questo lavoro di tesi.

La metodologia suggerita in questo studio consente di attribuire al concetto di “capacità di campo” un’idonea e ben circoscritta utilità pratica allorquando lo si utilizza in modelli di simulazione per affrontare problemi agronomici e/o idrologici.

Resta confermato che la presenza di orizzonti in un profilo di suolo con differenti proprietà idrauliche esercita una notevole influenza sull’evoluzione dei processi di ridistribuzione ed è dunque estremamente difficile sintetizzare la complessa evoluzione di tali processi in un profilo tramite un unico valore del contenuto di acqua  $\theta_h$  in corrispondenza di uno specifico valore del potenziale matriciale dell’acqua nel suolo.

Se, da un lato, in alcuni casi di pratico interesse può sorgere l’esigenza di individuare un parametro, come la capacità di campo, in grado di sintetizzare la complessità dei processi che hanno luogo nel suolo, dall’altro lato tale parametro può essere efficacemente determinato solo con il ricorso ad un processo di drenaggio nelle reali situazioni di campo.

Per un profilo di suolo stratificato, la  $\theta_{CIC,s}$  deve essere considerato come un parametro globale che caratterizza il comportamento dell’intero profilo e quindi non può assolutamente essere determinato dalla sola conoscenza del valore  $\theta_{CIC,s}$  dei singoli orizzonti.

### **Bibliografia**

- Addiscott, T.M. et Whitmore, A.P. 1991. *Simulation of solute leaching in soils of differing permeabilities*, Soil Use Manage, 7, 94-102.
- Bruce, R.R., J.H. Dane, Quisenberry, V.L., Powell N.L., et Thomas, A.W. , 1983. *Physical characteristics of soils of the southern region: Cecil*, Southern Cooperative Series Bulletin 267, Georgia Agricultural Experiment Station, University of Georgia, GA.
- Brunone, B., Ferrante, M., Romano, N. 2003. *Numerical simulations of onedimensional into layered soils with the Richards equation using different estimates of the interlayer conductivity*, Vadose Zone Journal, 2 (2), 193-200.

- Dane, J.H., Cassel, D.K., Davidson, J.M., Pollans, W.L. et Quisenberry, V.L. 1983. *Physical characteristics of soils of the southern region: Troup and Lakeland series, Southern Cooperative Series Bull. 262*. Alabama Agricultural Experiment Station, Auburn University, AL.
- Luxmoore, R.J. 1983. *Physical characteristics of soils of the southern region: Fullerton and Sequoia series, Southern Cooperative Series Bulletin 268*, North Carolina Agricultural Experiment Station, North Carolina State University, NC.
- McBratney A., Minasny B., 2004. *Soil inference system*. Development of pedotrasfer functions in soil hydrology (edit by Ya. Pachepsky e W.J. Rawls), p 323-348.
- Minasny, B., J. W. Hopmans, T. H. Harter, A. M. Tuli, S. O. Eching, and D. A. Denton, 2004. *Neural network prediction of soil hydraulic functions for alluvial soils using multi-step outflow data*, Soil Sci. Soc. Am. J., 68, 417– 429.
- McIntyre, D.S. 1974. *Water retention and the moisture characteristic*. p. 43-62,. In *Methods for analysis of irrigated soils*, ed. J. Loveday, Tech. Communication No. 54 of the Commonwealth Bureau of Soils, Commonwealth Agricultural Bureau, Farnham Royal, England.
- Nofziger, D.L., Williarns, J.R., Hornsby, A.G. et Wood, A.L.. 1983. *Physical characteristics of soils of the southern region: Bethany, Konawa, and Tipton series, Southern Cooperative Series Bulletin 265*, Oklahoma Agricultural Experiment Station, Oklahoma State University, OK.
- Quisenberry, V.L., Cassel, D.K., Dane, J.H., et Parker, J.C. 1978. *Physical characteristics of soils of the southern region: Norfolk, Dothan, Wagram, and Goldsboro series, Southern Cooperative Series Bulletin 263*. South Carolina Agricultural Experiment Station, Clemson University, SC.
- Romano, N., Brunone B et Santini, A, 1998. *Numerical analysis of one-dimensional unsaturated flow in layered soils*, Adv. Water Resour., 21,315-324.
- Romano N., Santini A., 2003. Water retention and storage. Field. In: Dane J.N., Topp G. C. (Eds.), *Methods of soil Analysis Part. 4- Physical Methods*, SSSA Book Series No. 5 Soil Science Society of American, Madison, WI, pp. 721-738.
- Römken, M.J.M., Philips, R.E., Selim, H.M. et Whisler E.D. 1985. *Physical characteristics of soils of the southern region: Vicksburg, Memphis, Maury series. Southern Cooperative Series Bulletin 266*, Mississippi Agricultural and Forestry Experiment Station, Mississippi State University, MS.



Schaap, M. G., F. J. Leij, and M. T. van Genuchten, 2001. *Rosetta: A computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions*, J. Hydrol., 251(3 – 4), 163 – 176, doi:10.1016/S0022-1694(01)00466-8.

Stegman E.C., Musick J.T, Stewart J.L., 1980. *Irrigation water management*, in “Design and operation of farm irrigation system”, ASAE, St.Joseph MI, USA, 763-816.

Struthers I., Hinz C., Sivapalan M., Deutschmann, G., Beese, F., et Meissner R. 2003. *Modelling the water balance of a free-draining lysimeter using the downward approach*, Hydrol. Process., 17, 2151–2169.

Twarakavi N.K.C., Sakai M., Simunek J., 2009. *An objective analysis of the dynamic nature of field capacity*. Water Resour. Res., 45, W10410, doi:10.1029/2009WR007944.

## 5 Capitolo

Gli ecosistemi naturali sono strutture complesse, il cui grado di sviluppo dipende dalla rete di legami dinamici tra suolo-vegetazione-atmosfera (SVA). La comprensione dei meccanismi che regolano il sistema SVA è complicata dalla natura fluttuante del ciclo idrologico, specie negli ecosistemi mediterranei.

Questi ultimi sono caratterizzati da estrema variabilità ed aleatorietà nella disponibilità d'acqua, presente in modo discontinuo ed intermittente nell'arco del tempo. La maggior parte delle piante sviluppa adattamenti per utilizzare questa risorsa variabile che diventa il fattore di controllo dominante sulla crescita e mantenimento della vegetazione. L'ambiente mediterraneo, caratterizzato da un periodo vegetativo tipicamente non in fase con quello piovoso, presenta condizioni di stress idrico. Questa alternanza di stagionalità, insieme al fattore aridità, determina peculiari pattern di dinamiche del contenuto d'acqua nel suolo e stress idrico della vegetazione. La vegetazione, adattandosi a questa dinamica del contenuto d'acqua nel suolo, ha sviluppato una strategia di espansione dell'apparato radicale allo scopo di utilizzare l'acqua immagazzinata negli strati più profondi.

Il contenuto d'acqua del suolo è, infatti, considerato l'anello d'unione tra le fluttuazioni climatiche e la vegetazione, rappresentando la grandezza di sintesi dell'azione di suolo, vegetazione e atmosfera sul bilancio idrico.

Nel presente capitolo l'obiettivo è stato quello di indagare il ruolo della variabilità del regime meteorico, del tipo di suolo e delle strategie della vegetazione attraverso l'applicazione di due modelli idrologici di diversa complessità: un modello basato sull'equazione di Richards (SWAP, *van Dam*, 1997) con l'aggiunta di un termine di suzione radicale, e il modello bucket (*Guswa et al.*, 2002) che si basa sulla schematizzazione semplificata del suolo, come un semplice serbatoio.

### 5.1 Parametri utilizzati nel confronto

L'attività modellistica è stata svolta prendendo come riferimento due differenti tipologie di suolo, entrambi ricadenti in ambiente mediterraneo. I suoli sono stati individuati nel database del Laboratorio di Idrologia del

Suolo, Università di Agraria, Federico II (Portici, NA), e dal punto di vista pedologico sono stati classificati:

- sabbioso-franco (*loamy sand*), localizzato nella zona di Acerra (NA) con percentuale di sabbia, limo e argilla rispettivamente 65.58, 20.39 e 13.75;
- argilloso (*clay*), localizzato nella zona di Monteforte Cilento (SA) con percentuale di sabbia, limo e argilla rispettivamente 21.20, 31.80 e 47.00.

I suoli sono stati impiegati per confrontare le differenti applicazioni modellistiche nella previsione dei flussi idrici superficiale e per valutare l'effetto dell'utilizzo di diversi parametri sui risultati dei modelli idrologici di diversa complessità.

La determinazione delle proprietà idrauliche ha comportato in entrambi i suoli il prelievo di un campione di suolo non rimaneggiato, sottoposto a prova di laboratorio, al fine di ricavare la curva di ritenzione,  $h(\theta)$  e la curva di conducibilità idraulica  $K(h)$ .

La conoscenza delle coppie sperimentali di punti  $h(\theta)$  e  $K(h)$  ha quindi consentito di stimare i parametri di *van Genuchten* (1980) e *Mualem-van Genuchten* utilizzati nel modello Richards (vedi figura 5.1 e 5.2), e la conducibilità idraulica satura,  $K_s$ , e il contenuto d'acqua saturo,  $\theta_s$  impiegati nella schematizzazione del modello bucket. La Tabella 5.1 riporta i valori dei parametri idrologici del suolo utilizzati come input nei due modelli.

| Tipologia di suolo | $\theta_r$ | $\theta_s$ | $\alpha$<br>(1/cm) | n     | $K_s$<br>(cm/giorno) |
|--------------------|------------|------------|--------------------|-------|----------------------|
| <i>Loamy sand</i>  | 0.036      | 0.447      | 0.025              | 1.391 | 86.83                |
| <i>clay</i>        | 0.061      | 0.426      | 0.005              | 1.226 | 8.81                 |

Tabella 5.1- Parametri idrologici dei suoli: *loamy sand* e *clay*.

L'effetto della stagionalità climatica è stato descritto mediante l'adozione di due parametri legati alle precipitazioni, che ne esprimono il carattere di intermittenza e di aleatorietà, vale a dire l'altezza media e la frequenza degli eventi piovosi giornalieri,  $\alpha$  [cm] e  $\lambda$  [1/d].

I modelli sono stati implementati a scala giornaliera considerando per entrambi un anno idrologico e generando stocasticamente 100 serie di precipitazioni. Gli eventi di precipitazione sono stati determinati generando

una matrice casuale con dimensioni (365,100) distribuiti in modo uniforme da 0 a 1 e ogni elemento è stato moltiplicato per la frequenza degli eventi di pioggia.

Per tener conto della variabilità stagionale l'anno idrologico è stato suddiviso in 2 stagioni, ripresa vegetativa (RV) di 214 giorni a partire dal 1 aprile al 31 ottobre e la fase dormiente (FD) di 151 giorni dal 1 novembre al 31 marzo (figura 5.3).

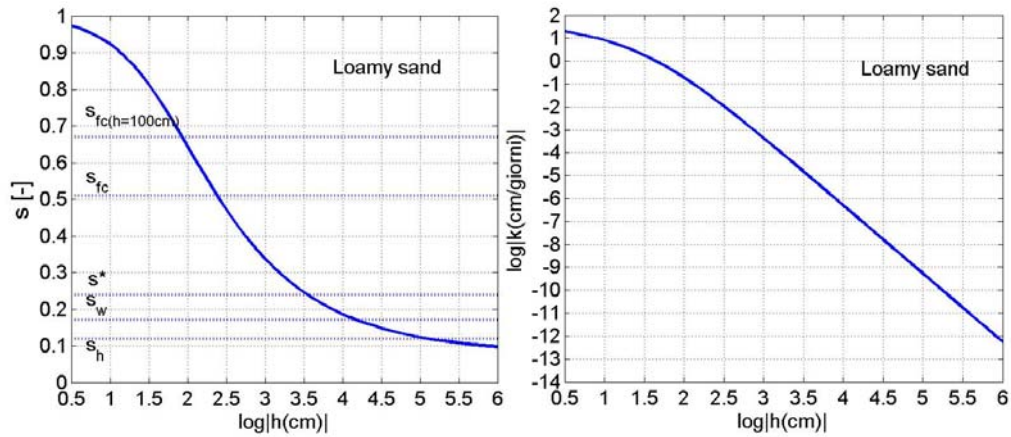


Figura 5.1- Curva di ritenzione idrica e conducibilità idraulica per il suolo *loamy sand*

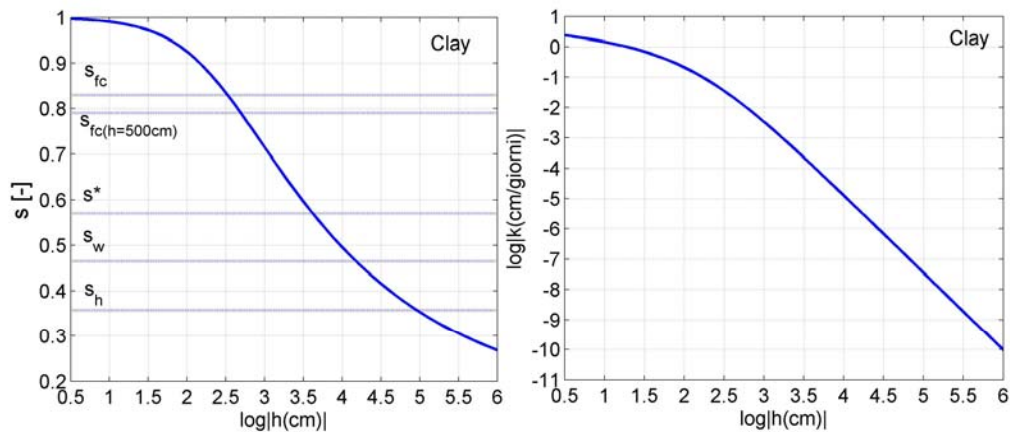
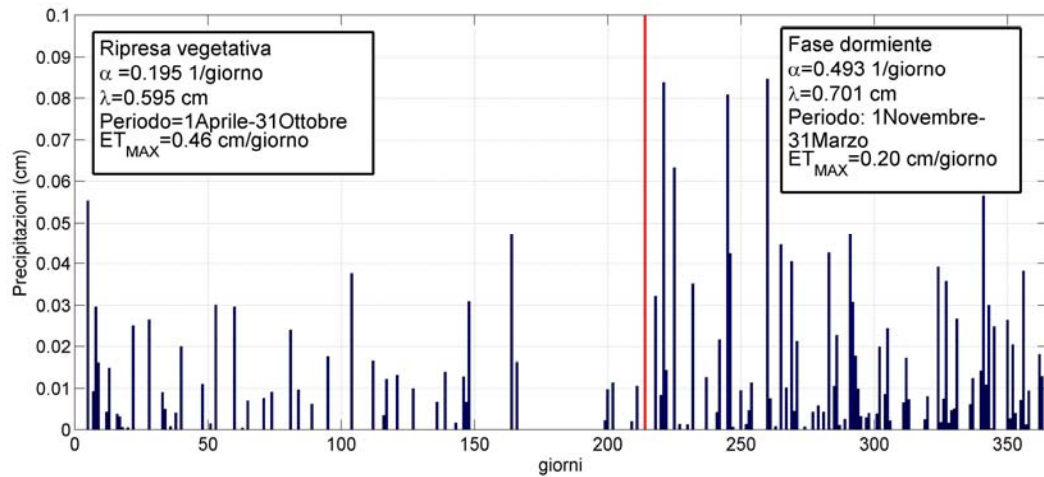


Figura 5.2- Curva di ritenzione idrica e conducibilità idraulica per il suolo *clay*

Ogni periodo è caratterizzato con i valori di  $\lambda$  e  $\alpha$  per la precipitazione e  $ET_{\max}$  per la evapotraspirazione massima, invariati nel tempo (durante la stagione e anche anno per anno). Nella stagione di ripresa vegetativa  $\lambda$  e  $\alpha$  sono rispettivamente a 0.595 cm e 0.195 1/giorni, mentre nella stagione dormiente sono 0.701 cm e 0.493 1/giorno (Pumo et al., 2008) (figura 5.3).

I valori delle  $ET_{\max}$  si riferiscono ad un bosco caratterizzato da specie arboree costituite da *Quercus Pubescens Willd.*, *Acer campestre L.* e *Fraxinus ornus L.* (Pumo et al., 2008) con valori per RV pari a 0.46 cm/giorno e FD pari a 0.20 cm/giorno (figura 5.3).

Al fine di rendere omogeneo il confronto in entrambi i modelli il suolo è stato schematizzato come un unico orizzonte esplorato dall'apparato radicale con profondità di 100 cm e le intensità di pioggia generata non superano le conducibilità idrauliche sature,  $K_s$ , per cui non si genera ruscellamento superficiale, garantendo maggiori analogie tra i modelli.



*Figura 5.3-* Esempio serie di precipitazioni in un anno idrologico con la descrizione dei parametri che spiegano l'effetto della variabilità stagionale ( $\alpha$ ,  $\lambda$  e  $ET_{MAX}$ )

Nel modello SWAP, il profilo di suolo uniforme è stato discretizzato dal punto di vista numerico nel modo seguente (procedendo dall'alto verso il basso):

- 1<sup>a</sup> zona, di spessore di 10 cm e suddiviso in 10 compartimenti;
- 2<sup>a</sup> zona, di spessore di 40 cm e suddiviso in 8 compartimenti;
- 3<sup>a</sup> zona, di spessore di 50 cm e suddiviso in 5 compartimenti.

Le 100 simulazioni sono state eseguite nell'ipotesi di assenza di evaporazione, fissando nel modello Richards il coefficiente di ricoprimento del suolo unitario e nel modello bucket l'evaporazione nulla.

Le simulazioni sono state condotte adoperando le medesime condizioni iniziali e al contorno del profilo:

- la condizione iniziale nel modello bucket è stata posta uguale alla capacità idrica di campo e nel modello SWAP uguale al potenziale  $h_{CIC}$  corrispondente al contenuto d'acqua alla capacità di campo;
- superiore, definita dai parametri meteorologici;
- inferiore, è stato imposto il drenaggio libero.

Per ridurre o evitare l'influenza delle condizioni iniziali sui risultati dei modelli, le simulazioni riguardanti il primo anno idrologico non sono considerate per la verifica funzionale dei modelli.

Per l'applicazione del modello bucket le simulazioni in continuo sono state effettuate utilizzando il software Matlab; inoltre, per superare i limiti computazionali di SWAP (che non permette di simulare più di 7 anni in continuo su scala giornaliera), le 100 simulazioni sono state eseguite in ambiente Matlab.

### 5.1.1 Parametri specifici del modello bucket

Nel modello bucket il parametro dominante da definire è la capacità idrica di campo,  $s_{fc}$  (grado di saturazione della capacità idrica di campo).

Questo parametro è stato determinato applicando due diverse metodologie:

- Metodo A:  $s_{fc}$  determinato con il processo di drenaggio (Capitolo 4, paragrafo 1.1);
- Metodo B:  $s_{fc}$  stimato ad uno specifico potenziale matriciale sulla relativa curva di ritenzione (figure 5.1 e 5.2).

I due metodi sono stati sviluppati considerando sia il suolo *loamy sand* e sia il suolo *clay*. Nel metodo B i potenziali scelti per i due suoli sono rispettivamente  $h=-100$  cm (*loamy sand*) e  $h=-500$  cm (*clay*).

Altri parametri di ingresso da definire sono il grado di saturazione al punto di appassimento,  $s_w$ , e il grado di saturazione al punto di stress idrico,  $s^*$ .

I valori di  $s_w$  sono stati calcolati ad uno specifico potenziale matriciale  $h_w = -16000$  cm, mentre  $s^*$  è stato determinato in modo tale che l'integrazione della traspirazione cumulata sia ammissibile nel campo dei potenziali critici del terreno utilizzati per il modello Richards nella funzione di Feddes et al. (1978).

Questi parametri descrivono il meccanismo di perdita dei flussi traspirativi (Guswa et al., 2002) che è descritto matematicamente dalla seguente funzione:

$$T(S) = \begin{cases} 0 & s \leq s_w \\ \frac{s - s_w}{s^* - s_w} * T_{MAX} & s < s < s^* \\ T_{MAX} & s \geq s^* \end{cases} \quad [5.1]$$

Prendendo in considerazione questo processo, l'attingimento dell'acqua da parte della pianta è governato da due fattori: dalla domanda atmosferica e dalla disponibilità dell'acqua nel suolo.

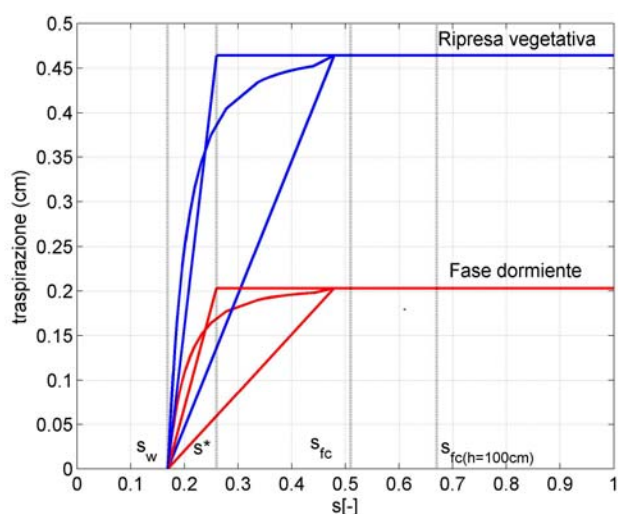


Figura 5.4- Confronto tra la funzione di traspirazione del modello bucket e Richards per il suolo *loamy sand*

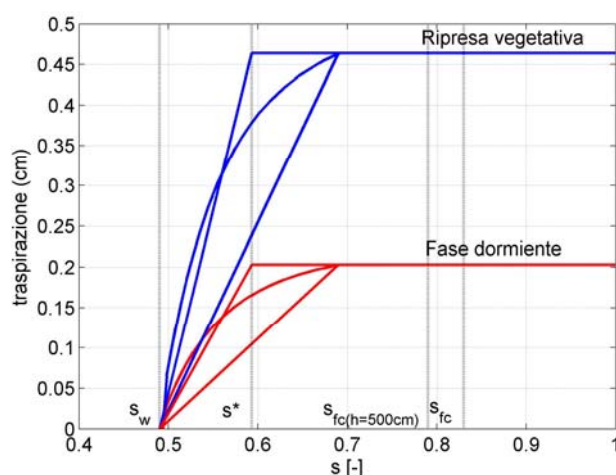


Figura 5.4- Confronto tra la funzione di traspirazione del modello bucket e Richards per il suolo *clay*

Se la disponibilità dell'acqua è sufficiente, l'attingimento eguaglierà la domanda. Se il suolo è in condizioni secche la pianta non sarà in grado di estrarre sufficiente acqua per rispondere alla domanda, e l'attingimento sarà ridotto. Quando il grado di saturazione è maggiore del punto di stress, ( $s^*$ ), l'attingimento è uguale alla domanda traspirativa. L'attingimento diminuisce linearmente tra  $s^*$  e il grado di saturazione al punto di appassimento ( $s_w$ ). Al di sotto del  $s_w$  si raggiunge un grado di saturazione tale che la pianta appassisce.

Le perdite per drenaggio profondo nel modello bucket si verificano quando il grado di saturazione supera il grado di saturazione alla capacità di campo (vedi figura 3.3, Capitolo 3).

Nella tabella vengono riportati i parametri idrologici utilizzati come dati di input nel modello bucket.

| Tipologia di suolo          | <i>Loamy sand</i> | <i>Clay</i> |
|-----------------------------|-------------------|-------------|
| Sw                          | 0.169             | 0.460       |
| S*                          | 0.240             | 0.590       |
| Sfc (processo di drenaggio) | 0.510             | 0.830       |
| Sfc (specifico potenziale)  | 0.670             | 0.790       |

Tabella 5.2. Parametri idrologici utilizzati nel modello bucket.

### 5.1.2 Parametri specifici del modello Richards

Nel modello Richards la traspirazione giornaliera è data dalla somma degli attingimenti idrici radicali (Soil water extraction) a diversa profondità. Il suolo è diviso in comparti e per ognuno il modello determina la traspirazione potenziale e quello attuale.

La traspirazione attuale è calcolata come parte della traspirazione potenziale  $T_p$ , in accordo con i coefficienti di riduzione da stress idrico ( $\alpha_{rw}$ ) e salino ( $\alpha_{rs}$ ) (Feddes *et al.*, 1978), dove il coefficiente di riduzione  $\alpha_{rw}$  è funzione del potenziale dell'acqua nel suolo  $h$  e del tasso di traspirazione potenziale.

Nell'applicazione non si è tenuto conto del coefficiente di stress salino ma solo del coefficiente di stress idrico descritto da Feddes *et al.*, (1978) e riportato in figura 5.4 e 5.5.

La variazione dei valori  $h_1$  e  $h_2$  è funzione principalmente della porosità del suolo, mentre  $h_3$  (che corrisponde al potenziale matriciale  $s^*$ ) e  $h_4$  (che corrisponde al potenziale matriciale a  $s_w$ ) variano principalmente in funzione delle caratteristiche della pianta. Il primo ( $h_1$ ) è il valore in cm di potenziale al di sotto del quale le radici iniziano a estrarre acqua dal suolo; al di sopra di tale valore l'attingimento è impedito per le condizioni di anaerobiosi dovute all'eccesso d'acqua.  $h_2$  è il valore al di sotto del quale le radici iniziano a estrarre acqua dal suolo in maniera ottimale;  $h_3$  sono i valori di potenziale matriciale al di sotto dei quali le radici iniziano a



estrarre acqua dal suolo in maniera non ottimale;  $h_4$  è il valore limite al di sotto del quale le radici non sono in grado di estrarre acqua dal suolo (punto di appassimento).

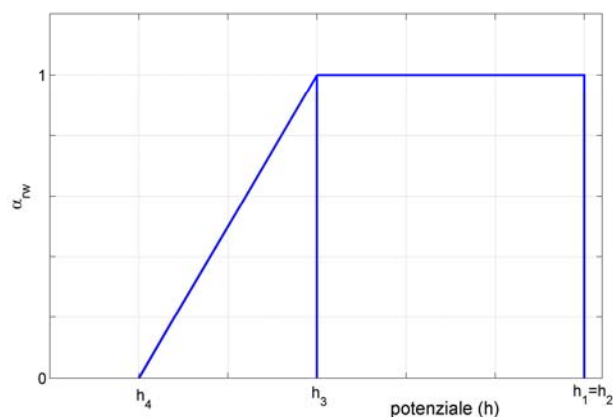


Figura 5.6- Relazione tra traspirazione attuale e potenziale in funzione del potenziale idrico (Feddes et al,1978)

Nella tabella vengono riportati i potenziali critici del terreno utilizzati nella funzione di *Feddes et al.* (1978), e i parametri relativi alla vegetazione.

| Parametri                                      | <i>Loamy sand</i> | <i>Clay</i> |
|--|-------------------|-------------|
| Funzione di Feddes et al., 1978                |                   |             |
| $h_1 = h_2$ (cm)                               | -1                | -1          |
| $h_3$ (cm)                                     | -300              | -1500       |
| $h_4$ (cm)                                     | -16000            | -16000      |
| <b>Parametri vegetazionali</b>                 |                   |             |
| Fc (fattore di ricoprimento del suolo)         | 1                 | 1           |
| Kc (coefficiente colturale)                    | 1                 | 1           |
| Profondità massima dell'apparato radicale (cm) | 100               | 100         |

Tabella 5.3- Potenziali critici del terreno utilizzati nella funzione di *Feddes et al.* (1978), e i parametri relativi alla vegetazione.

### 5.1.3 Differenze tra i Modelli

L'applicazione dei modelli idrologici ha messo in luce le diverse peculiarità del modello bucket e Richards nella rappresentazione della dinamica del grado di saturazione nel suolo e dell'attingimento idrico radicale. La prima differenza è correlata alla risoluzione temporale e spaziale dei due modelli. Il modello bucket non prende in considerazione la struttura temporale dei singoli eventi di precipitazione, i quali vengono

considerati come impulsi istantanei e quindi non possono rappresentare la migrazione del fronte di inumidimento lungo la colonna di suolo. Di conseguenza, può essere spiegata solo la saturazione media nella zona radicale, senza alcuna informazione sulla distribuzione spaziale dell'acqua nel suolo. Il modello Richards rappresenta esplicitamente il movimento dell'acqua lungo la colonna di suolo e spiega la distribuzione spaziale del grado di saturazione nel suolo.

Tuttavia, anche se si dovesse utilizzare il modello Richards considerando un suolo uniforme, la previsione dei flussi idrici superficiali non sarebbe equivalente al modello bucket. Nel modello bucket, l'intensità degli eventi di precipitazione viene ignorata. Ipotizza, infatti, che tutta l'acqua che raggiunge la superficie del suolo entri nella colonna di suolo fino alle condizioni di saturazione. Nel modello Richards, l'intensità degli eventi di precipitazione deve essere specificata, e il ruscellamento superficiale può verificarsi sia attraverso il meccanismo Dunne che Hortoniano.

L'ultima differenza riguarda il modo in cui si verificano le perdite d'acqua dovute all'attingimento radicale. Nel modello bucket, queste sono semplici funzioni della saturazione media nell'intera area radicale, mentre nel modello Richards, la traspirazione è una funzione della saturazione locale e della distribuzione del grado di saturazione nel suolo nell'intera area radicale.

#### **5.1.4 Risultati**

##### **5.1.4.1 Le funzioni di densità di probabilità (probability density function, pdf)**

L'applicazione dei modelli di bilancio idrico del suolo ha permesso di determinare le funzioni di densità di probabilità del grado di saturazione nelle diverse tipologie di suolo per tutti gli anni considerati all'ecosistema analizzato. Le pdf applicate al modello bucket hanno tenuto conto anche delle diverse metodologie di determinazione del parametro  $s_{fc}$ .

In tutti i casi osservati è evidente l'influenza dei parametri climatici sulla forma delle pdf (s) relative ai due periodi (RV e FD). Nel periodo di ripresa vegetativa (RV) la pdf è asimmetrica negativa, mentre nel periodo dormiente (FD) essa assume un andamento bimodale. La distribuzione bimodale corrisponde a due possibili stati del bilancio idrologico: stadio di transizione da periodo secco a periodo umido e stadio unido.

Nell'Allegato A sono riportate le funzioni di densità di probabilità del suolo relative ai suoli *loamy sand* e *clay*, considerando  $s_{fc}$  determinato secondo le diverse metodologie descritte prima (Metodo A, Metodo B).

Le pdf (s) nella fase di ripresa vegetativa mostrano valori della moda che si attestano al di sotto di  $s^*$ . Nel periodo dormiente si attestano tra  $s^*$  e  $s_{fc}$  tranne i) per il modello bucket con  $s_{fc}$  determinata con il processo di drenaggio e ii) per entrambe le applicazioni modellistiche con  $s_{fc}$  determinato ad uno specifico potenziale ( $h=-500\text{cm}$ ).

Dall'andamento temporale del grado di saturazione si osserva una buona corrispondenza tra le diverse applicazioni modellistiche ad eccezione nel caso dove  $s_{fc}$  è determinato ad uno specifico potenziale ( $h=-100\text{ cm}$ ) (Allegato B2), questo dimostra la sensibilità del modello bucket al parametro  $s_{fc}$ .

L'andamento temporale del grado di saturazione medio del suolo (Allegato C) conferma il comportamento su descritto: i valori medi del grado di saturazione del suolo variano in un campo molto ampio, dalla capacità di campo (durante la fase dormiente) al punto di appassimento (durante la ripresa vegetativa).

#### **5.1.4.2 Confronto funzionale tra i modelli**

In questo paragrafo verranno discussi i risultati ottenuti dal confronto tra i modelli e l'effetto del parametro  $s_{fc}$  del modello bucket (Metodo A e Metodo B) sulle diverse tipologie di suolo (*loamy sand* e *clay*).

Tutte le simulazioni del grado di saturazione si sono rivelate sufficientemente accurate per il confronto tra le applicazioni modellistiche tranne nel caso in cui si utilizza un valore di  $s_{fc}$  calcolato rispetto ad uno specifico potenziale matriciale sulla relativa curva di ritenzione idrica. Tutto questo evidenzia un accordo tra gli andamenti temporali del grado di saturazione dei due modelli utilizzando il parametro  $s_{fc}$  determinato con il processo di drenaggio. In particolare nel caso del suolo *loamy sand* il parametro  $s_{fc}$  calcolato ad uno specifico potenziale matriciale ha mostrato una differenza più marcata nell'andamento temporale del grado di saturazione. Tutto questo può essere spiegato dalla differenza dei valori

assunti di  $s_{fc}$ , con valori pari a 0.51 determinato dal processo di drenaggio e 0.67 ad uno specifico potenziale matriciale ( $h=-100$  cm).

Nel caso del suolo *clay* la differenza dell'effetto del parametro  $s_{fc}$  è irrilevante, in quanto i valori dello stesso si attestano tra 0.83 determinato dal processo di drenaggio e 0.79 ad uno specifico potenziale matriciale ( $h=-500$  cm)

Il confronto quantitativo tra il modello bucket e il modello Richards nel predire l'entità dei flussi idrici nonché del contenuto idrico nella zona di suolo esplorata dalle radici, è stato condotto adottando gli indici di errore che forniscono una stima delle differenze tra i modelli. Inoltre, è stato anche impiegato l'indice di *Nash and Sutcliffe (1970)*, che è un indice di efficienza del modello.

In particolare, sono stati calcolati i seguenti indici statistici:

$$\text{- ME (mean error): } ME = \frac{\sum_{i=1}^N err_i}{N} \quad [5.2]$$

dove  $N$  è il numero di osservazioni, mentre  $err_i = f_i - e_i$  rappresenta l'errore fra i valori del modello Richards,  $f_i$ , ed i corrispondenti ottenuti con il modello bucket,  $e_i$ .

$$\text{-RMSE (Root Means Square Error): } RMSE = \left[ \frac{\sum_{i=1}^N (err_i)^2}{N} \right]^{1/2} \quad [5.3]$$

$$\text{- MaxAE (maximum absolute error): } MaxAE = \max_{i, \dots, n} |err_i| \quad [5.4]$$

$$\text{- MAE (mean absolute error): } ME\% = \frac{\sum_{i=1}^N |err_i|}{N} \quad [5.5]$$

$$\text{- RMAE \% (relative mean absolute error): } RMAE = MAE \frac{100}{\bar{f}_i} \quad [5.6]$$

$$\text{- Nash-Sutcliffe (1970), coefficiente di efficienza: } E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (f_i - e_i)^2}{\sum_{i=1}^N \left( \bar{e}_i - e_i \right)^2} \quad [5.7]$$

E' utile qualche precisazione sul significato dell'indice  $E$  di Nash-Sutcliffe (1970). Un perfetto accordo delle simulazioni fra modello bucket e modello Richards comporta  $E=1$ , mentre  $E<1$  a mano a mano che aumentano gli scostamenti fra i valori simulati con bucket rispetto a quelli del Richards. In pratica, l'indice  $E$  varia da 1 (corrispondenza perfetta fra i modelli) a  $-\infty$  (corrispondenza pessima fra i modelli). Inoltre, se il numeratore (ossia la varianza degli errori) assume una entità all'incirca pari a quella del denominatore (che rappresenta la varianza delle osservazioni), allora  $E \approx 0$ .

Gli indici determinati sono riassunti nell'allegato D .

Di seguito, saranno discussi gli indici che maggiormente mettono in evidenza le diverse peculiarità tra le applicazioni modellistiche considerando le diverse metodologie (A e B) per la determinazione di  $s_{fc}$  come descritto nel paragrafo 5.1.1.

Osservando i risultati delle simulazioni ottenute nel metodo A ( $s_{fc}$  determinato con il processo di drenaggio per il modello bucket) si evidenziano le seguenti differenze:

A) *loamy sand*:

- Il coefficiente di correlazione indica una maggiore corrispondenza nel simulare il grado di saturazione rispetto ai flussi idrici, in particolare nel primo caso i valori del coefficiente è più elevato nella fase dormiente (con valore pari a 9.9E-01);
- valori negativi del ME nella simulazione dei flussi traspirativi indicano che il modello bucket tende a sovrastimarli; tale aspetto è visibile anche nella figura (Allegato B1);
- il modello bucket mostra di essere in grado di catturare gli andamenti temporali, con valori positivi del coefficiente di Nash-Sutcliffe (assumendo valori pari a 0,97 nel caso del grado di saturazione considerando l'anno idrologico), tranne per la ripresa vegetativa nel caso del drenaggio (con valore pari a -1.7);
- il modello bucket consente di predire in modo soddisfacente l'andamento temporale di tutte le variabile considerate nel continuum SVA, con valori di RMSE che variano tra 6.5E-02 e 1.1E-02.

B) *clay*:

- Il coefficiente di correlazione indica una maggiore corrispondenza nel simulare il grado di saturazione rispetto ai flussi idrici, in

particolare nel primo caso i valori del coefficiente è più elevato (con valore pari a 9.9E-01);

- valori negativi del ME nella simulazione dei flussi traspirativi indicano che il modello bucket tende a sovrastimarli; tale aspetto è visibile anche nella figura (Allegato B3 e B4);
- il modello bucket mostra di essere in grado di catturare gli andamenti temporali, con valori positivi del coefficiente di Nash-Sutcliffe (assumendo valori pari a 9.8E-01 nel caso del grado di saturazione considerando l'anno idrologico), tranne per la ripresa vegetativa nel caso del drenaggio (con valore pari a -1.3E+00);
- il modello bucket consente di predire in modo soddisfacente l'andamento temporale di tutte le variabile considerate nel continuum SVA, con valori di RMSE che variano tra 5.9E-02 e 1.0E-02.

Per quanto riguarda il parametro  $s_{fc}$  determinato con il Metodo B (determinato ad uno specifico potenziale sulla relativa curva di ritenzione) i risultati sono stati ottenuti solo nel caso del suolo *loamy sand*, essendo nel caso del suolo *clay* irrilevante la differenza dell'effetto del parametro  $s_{fc}$ . Tali risultati hanno messo in evidenza le seguenti differenze:

A) *loamy sand*:

- Il coefficiente di correlazione indica una maggiore corrispondenza nel simulare il grado di saturazione rispetto ai flussi idrici, in particolare nel primo caso i valori del coefficiente è più elevato nella fase dormiente (con valore pari a 9.6E-01);
- valori negativi del ME nella simulazione del grado di saturazione indicano che il modello bucket tende a sovrastimarli; tale aspetto è visibile anche nella figura (Allegato B2);
- il modello bucket mostra di essere in grado di catturare gli andamenti temporali, con valori positivi del coefficiente di Nash-Sutcliffe (assumendo valori pari a 8.9E-01 nel caso del grado di saturazione considerando l'anno idrologico), tranne per nel caso del drenaggio (con valore negativi);
- il modello bucket consente di predire in modo soddisfacente l'andamento temporale di tutte le variabile considerate nel continuum SVA, con valori di RMSE che variano tra 9.4E-02 e 1.1E-02.

Inoltre, si mostrano le differenze tra le due metodologie nel caso del *loamy sand*. Confrontando ME (mean error) si osservano comportamenti opposti tra il modello bucket e il modello Richards per il grado di saturazione, con valori positivi nel caso di  $s_{fc}$  determinato con il processo di drenaggio e valori negativi nel caso di  $s_{fc}$  stimato ad uno specifico potenziale matriciale sulla relativa curva di ritenzione. Nel primo caso, questo indica una sottostima del modello bucket e nel secondo caso una sovrastima.

Si osserva per MaxAE (maximum absolute error) e per MAE (mean absolute error) che i valori dei flussi idrici e del grado di saturazione si attestano sempre su valori più bassi per  $s_{fc}$  stimato con il processo di drenaggio.

Solo per il coefficiente di efficienza Nash-Sutcliffe, è stato effettuato un confronto considerando la variazione normalizzata in % tra il metodo A e metodo B. Per quanto riguarda il grado di saturazione le variazioni sono del 7% e del 18% rispettivamente per la fase dormiente e per la ripresa vegetativa. Nel caso dei flussi traspirativi si ha una variazione del 19 % nella fase di ripresa vegetativa mentre nel drenaggio le variazioni raggiungono valori superiori al 100% (112% per l'anno idrologico, -137% per la fase di ripresa vegetativa e 103% per la fase dormiente).

Il confronto tra i modelli ha evidenziato una buona corrispondenza, quando viene impiegato il parametro  $s_{fc}$  determinato dal processo di drenaggio e non ad uno specifico potenziale matriciale.

Comunque, l'accuratezza dei risultati dei modelli di simulazione è strettamente legata alla qualità dei parametri e alla corretta definizione delle condizioni iniziale e al contorno.

### ***Bibliografia***

- Guswa A.J., Celia M.A., Rodriguez Iturbe, I., 2002. *Models of soil moisture dynamics in ecohydrology: a comparative study*. Water Resour.Res. 38 (9) 1166-1181.
- van Genuchten M.Th., 1980. *A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils*. Soil Sci. Soc. Am. J. 44, 892-898.

van Dam J.C., Huygen J., Wesselling J.G., Feddes R.A., Kabat P., van Walsum P.E.V., Groenendijk P., van Diepen C.A., 1997. *Theory of SWAP version 2.0*. Report 71, Alterra, Wageningen.

Feddes Feddes R.A., Kowalik P., Zarandy H. 1978. *Simulation of Field Water Use and Crop Yield*, Pudoc, Wageningen, , p.189.

Nash, J.E., and J.V. Sutcliffe. 1970. "River flow forecasting through conceptual models part I – A discussion of principles." *Journal of Hydrology* 10(3) 282–290.



## 6 Conclusioni

La degradazione del suolo negli ambienti aridi, semi-aridi e sub-umidi del Mediterraneo è tra le più gravi urgenze ambientali ed è dovuta a differenti fattori tra cui le variazioni climatiche e le attività antropiche.

L'entità e la diffusione del problema sono tali da aver attirato negli ultimi anni una crescente attenzione, a livello locale, nazionale ed europeo, da parte degli Enti preposti alla gestione del territorio e delle Istituzioni legislative, le quali hanno prodotto una notevole quantità di strumenti normativi e pianificatori.

Considerata la complessità del fenomeno ed il suo stretto legame con la gestione del territorio, una strategia di contrasto efficace non può prescindere da un approccio ed un esame del problema, attraverso una valutazione quantitativa dei principali processi idrologici che evolvono nel sistema suolo-vegetazione-atmosfera (SVA) alla scala locale (scala di pèdon o di campo). Fra questi, i processi di moto dell'acqua nel suolo assumono un ruolo importante, soprattutto in quelle zone in cui il contenuto d'acqua nel suolo può rappresentare un elemento di controllo dominante sulla dinamica della vegetazione. La complessità dei processi idrologici e la necessità di pervenire ad una loro sempre più approfondita comprensione ha spinto la ricerca verso l'impiego di una modellizzazione e rappresentazione efficiente dei sistemi naturali. Una tecnica efficace per studiare l'ambiente che ci circonda consiste, infatti, nell'applicazione di opportuni modelli predittivi per ciascun fenomeno di interesse mediante l'analisi ad integrazione dei differenti processi fisici, chimici e biologici che lo determinano.

La presente tesi indaga il ruolo della variabilità del regime meteorico, del tipo di suolo e delle strategie della vegetazione attraverso l'applicazione di due modelli idrologici di diversa complessità: un modello basato sull'equazione di Richards con l'aggiunta di un termine di suzione radicale (SWAP, *van Dam*, 1997), e il modello bucket (*Guswa et al.*, 2002) che si basa sulla schematizzazione semplificata del suolo, come un semplice serbatoio.

Nel corso dello studio una attenzione particolare è stata rivolta al parametro dominante del modello bucket, il contenuto d'acqua alla capacità idrica di campo. Quest'ultimo è un parametro di notevole interesse non solo

nel campo strettamente agronomico per la gestione irrigua, ma anche nell'ambito della modellistica applicata per la valutazione dei principali processi idrologici.

L'obiettivo di questo studio è stato quello di analizzare criticamente i metodi tradizionalmente adottati per la stima della capacità di campo, al fine di evidenziarne i limiti di applicabilità in relazione alle tipologie di suolo e le condizioni di eterogeneità verticale, attraverso una procedura numerica oggettiva. La metodologia suggerita in questo studio ha consentito di attribuire al concetto di "capacità di campo" un'ideale e ben circoscritta utilità pratica allorché lo si utilizza in modelli di simulazione per affrontare problemi agronomici e/o idrologici.

Nel caso di pratico interesse sorge l'esigenza di individuare un parametro, come la capacità di campo, in grado di sintetizzare la complessità dei processi che hanno luogo nel suolo; tale parametro può essere efficacemente determinato solo con il ricorso ad un processo di drenaggio nelle reali situazioni di campo.

Da questa descrizione appare evidente come l'incertezza nella determinazione dei parametri idraulici possa provocare effetti importanti sull'accuratezza dei risultati dei modelli. Viene quindi sottolineato come sia di cruciale importanza condurre indagini al fine di valutare le metodologie più idonee per la determinazione di questi parametri.

Il confronto dei risultati simulati tra il modello bucket e il modello Richards ha mostrato una buona corrispondenza quando si utilizza il contenuto alla capacità di campo determinato con il processo di drenaggio. Tale corrispondenza è stata confermata anche dai test statistici (ME, MaxAE, MAE, coefficiente di Nash-Sutcliffe) eseguiti sulle principali variabili del modello: grado di saturazione (s) e flussi idrici.

Questo studio ha contribuito notevolmente anche ad identificare le differenze chiave tra i modelli ed attribuire ad essi specifiche problematiche nel loro utilizzo pratico.

Il modello bucket è utile soprattutto per previsioni a larga scala, allorché la disponibilità di una serie molto limitata di dati e parametri, nonché i limiti nella comprensione di tutti i fattori e processi che influenzano le dinamiche dell'acqua non consentono l'applicazione del modello Richards.

Comunque, è importante ricordare anche quanto l'accuratezza dei risultati dei modelli di simulazione sia strettamente legata alla qualità dei parametri e alla corretta definizione delle condizioni iniziali e al contorno.

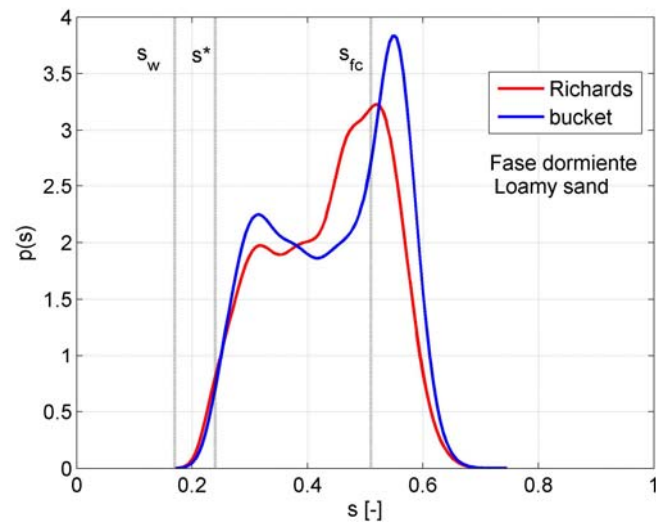
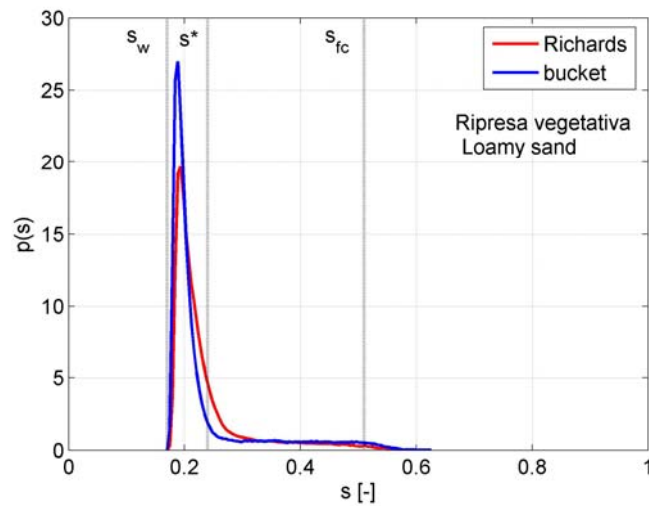
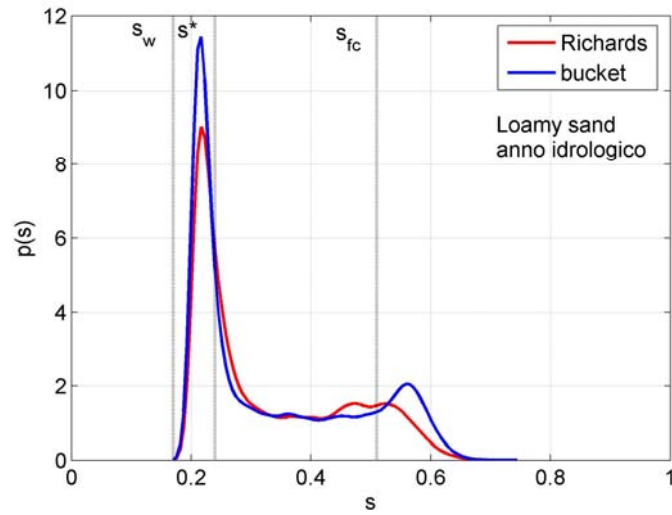
Le simulazioni applicate a scenari mediterranei hanno mostrato la notevole influenza che le stagionalità climatiche caratteristiche di questi ambienti esercitano sulle dinamiche del contenuto di acqua nel suolo.

L'applicazione di differenti modelli idrologici ha mostrato che la variabilità di precipitazione all'interno della stagione di ripresa vegetativa e della fase dormiente è responsabile di differenti regimi traspirativi e di evoluzioni del contenuto d'acqua nel suolo caratterizzati da specifici andamenti. Durante la stagione di ripresa vegetativa, il principale fattore di controllo è rappresentato dall'andamento della traspirazione rispetto alle precipitazioni, che assumono valori poco elevati. Nella stagione dormiente, il principale fattore di controllo è invece rappresentato dall'andamento della precipitazione.

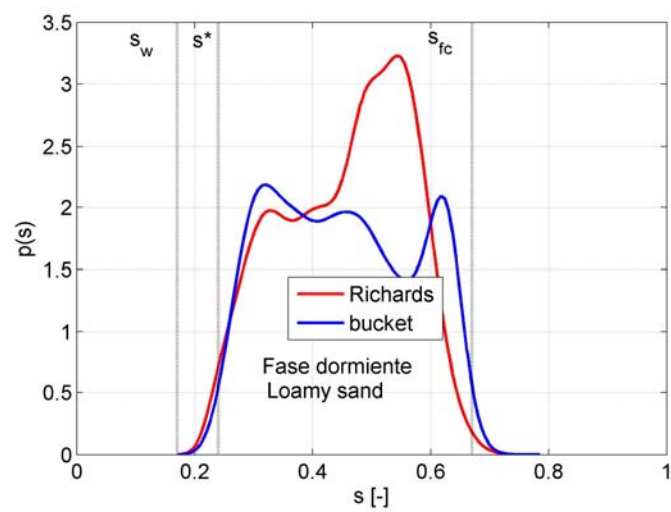
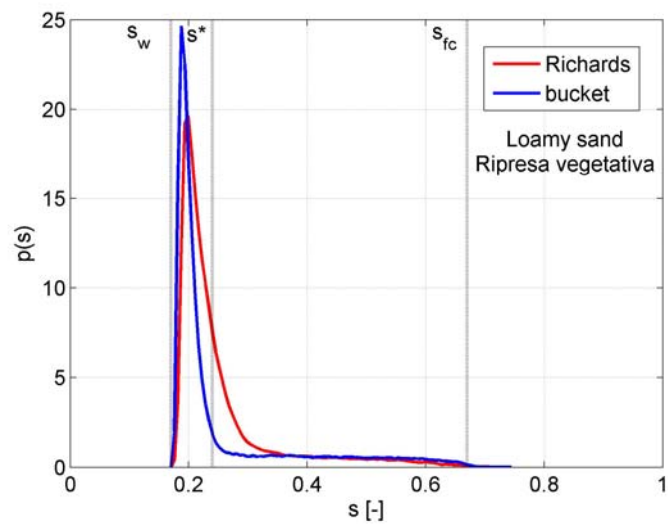
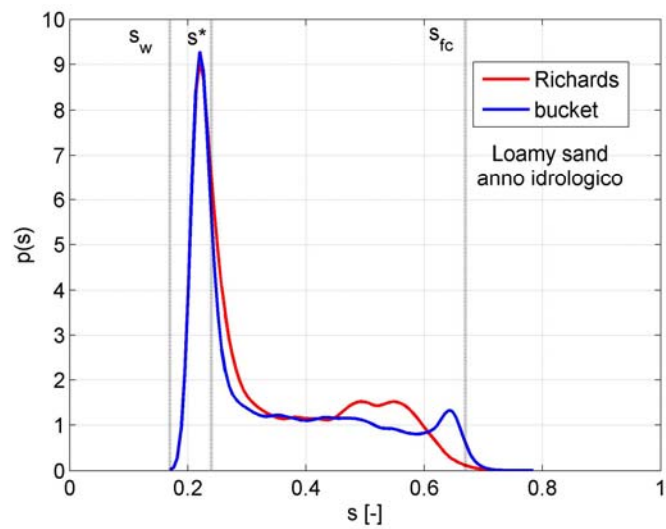
Il confronto tra le due applicazioni modellistiche ha portato a risultati soddisfacenti che vanno inseriti in un contesto specifico quale quello dell'ambiente mediterraneo e che non possono essere generalizzati per altri ambienti, in cui l'iterazione tra suolo-vegetazione-atmosfera possono manifestarsi in modo totalmente diverso.

**Allegato A- Le funzioni di densità di probabilità (probability density function, pdf)**

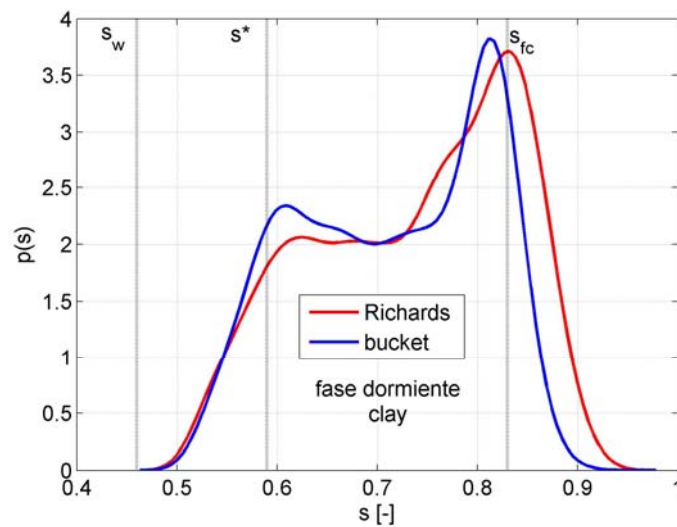
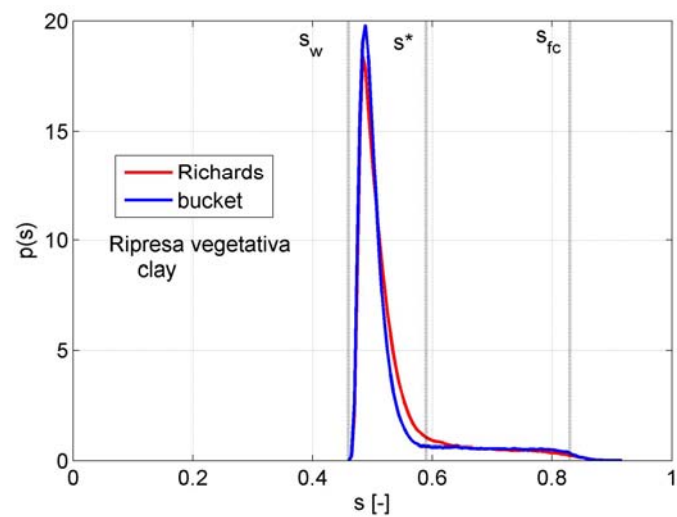
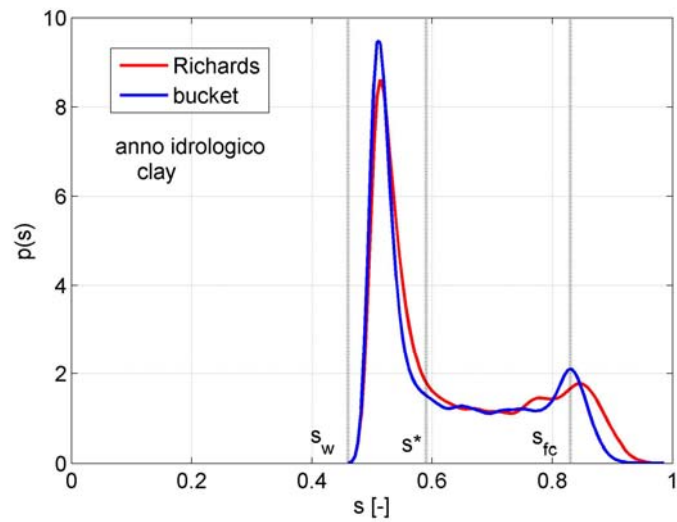
Allegato A1- Le funzioni di densità di probabilità del grado di saturazione,  $s$ , per il suolo *loamy sand*, con  $s_{fc}$  determinato con il metodo A



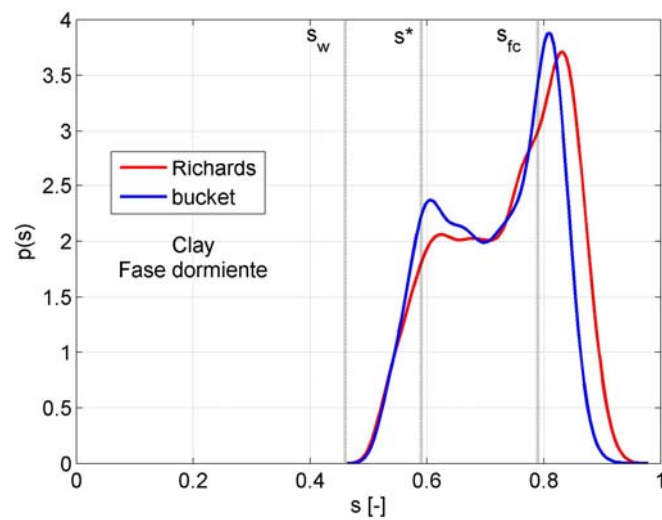
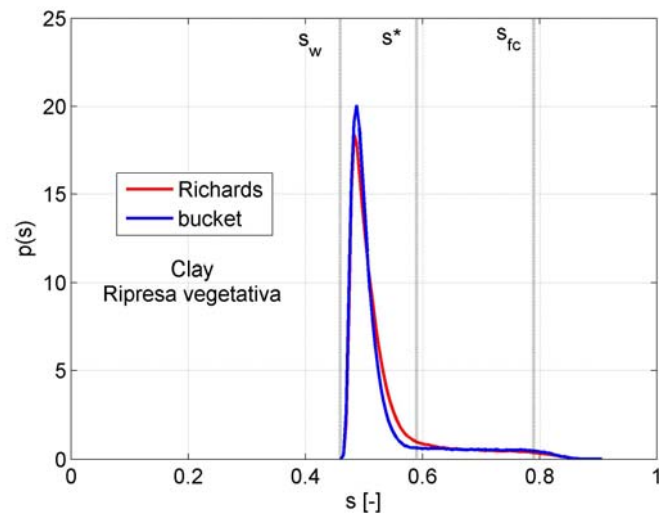
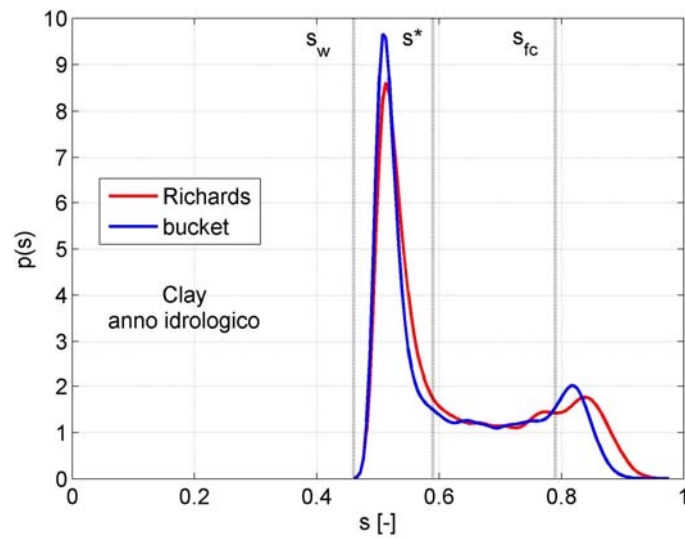
Allegato A2- Le funzioni di densità di probabilità del grado di saturazione,  $s$ , per il suolo *loamy sand*, con  $s_{fc}$  determinato con il metodo B



Allegato A3- Le funzioni di densità di probabilità del grado di saturazione,  $s$ , per il suolo *clay*, con  $s_{fc}$  determinato con il metodo A

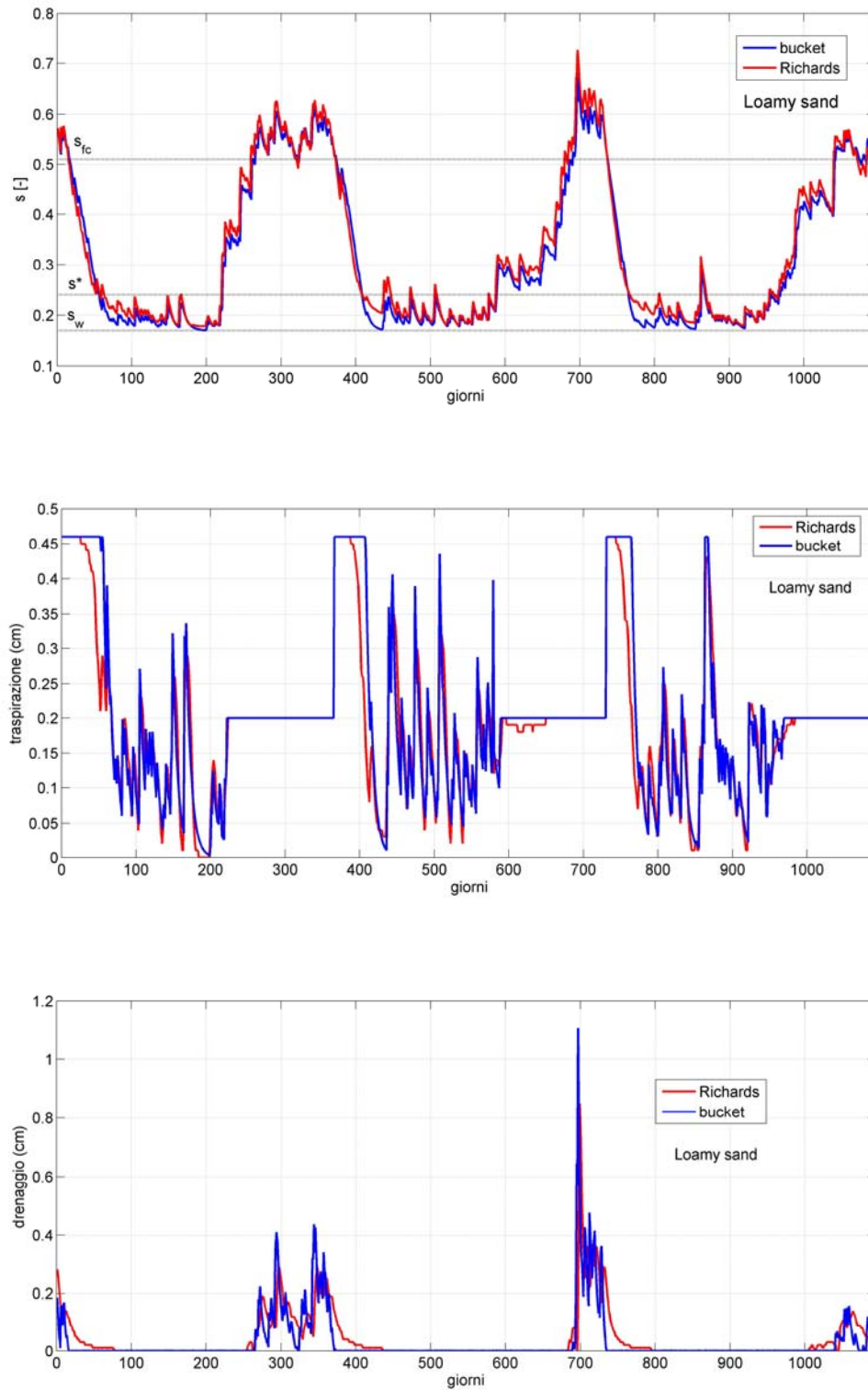


Allegato A4- Le funzioni di densità di probabilità del grado di saturazione,  $s$ , per il suolo *clay*, con  $s_{fc}$  determinato con il metodo B



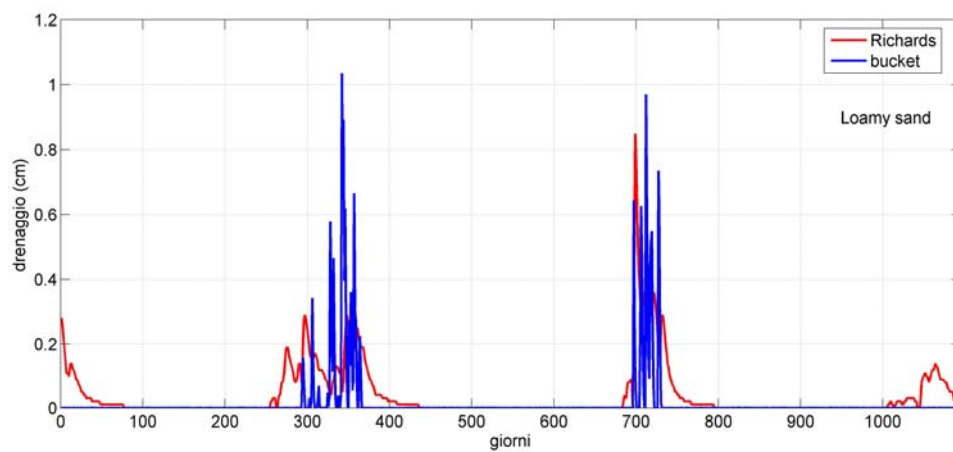
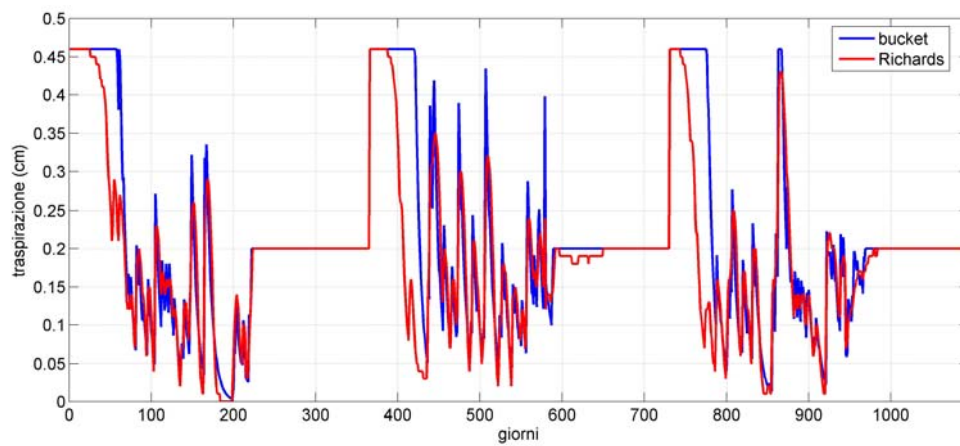
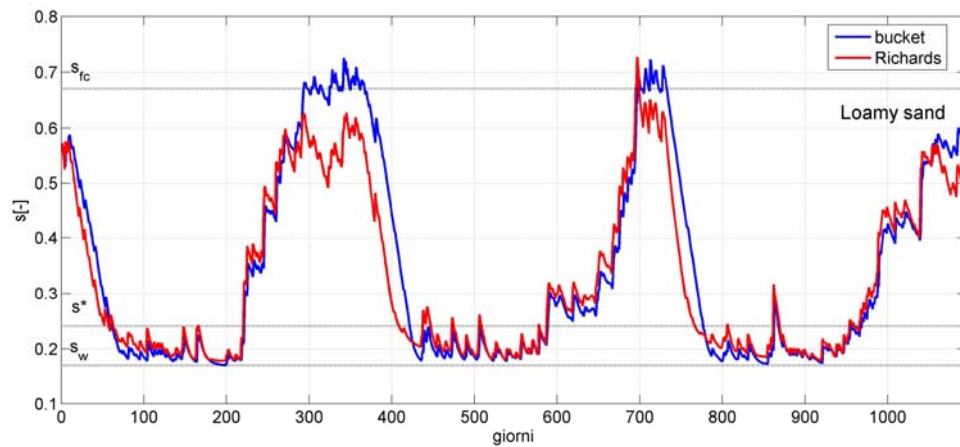
***Allegato B- Andamento temporale giornaliero del grado di saturazione (s), della traspirazione e del drenaggio nei primi tre anni simulati.***

Allegato B1- Suolo loamy sand, con  $s_{fc}$  determinato con il metodo A

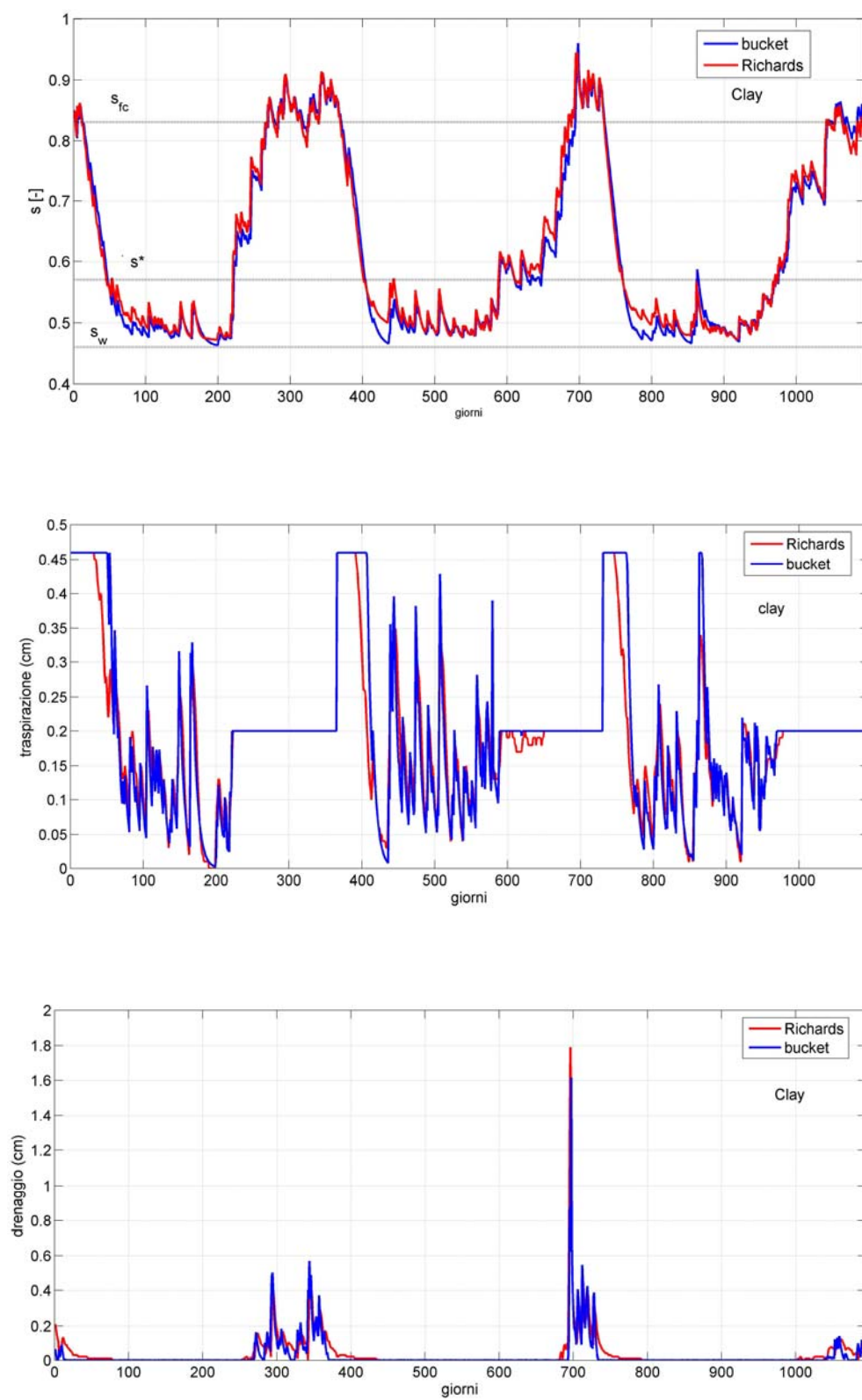




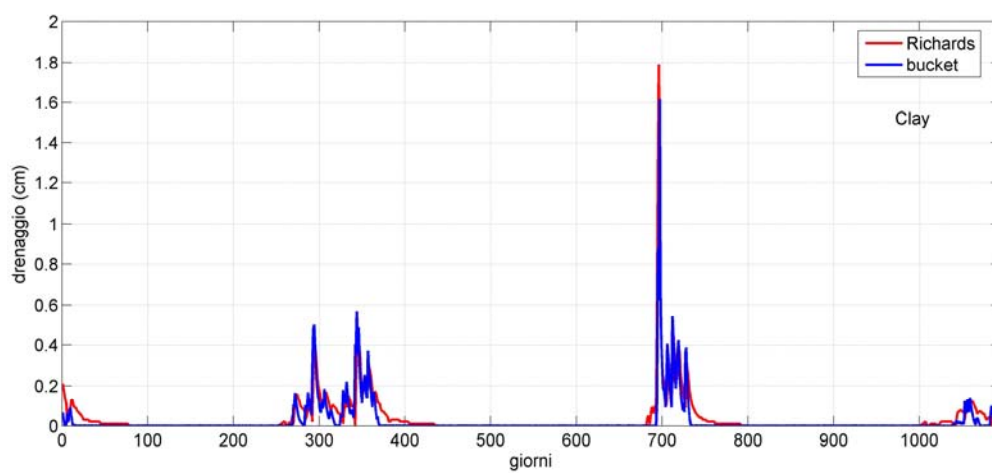
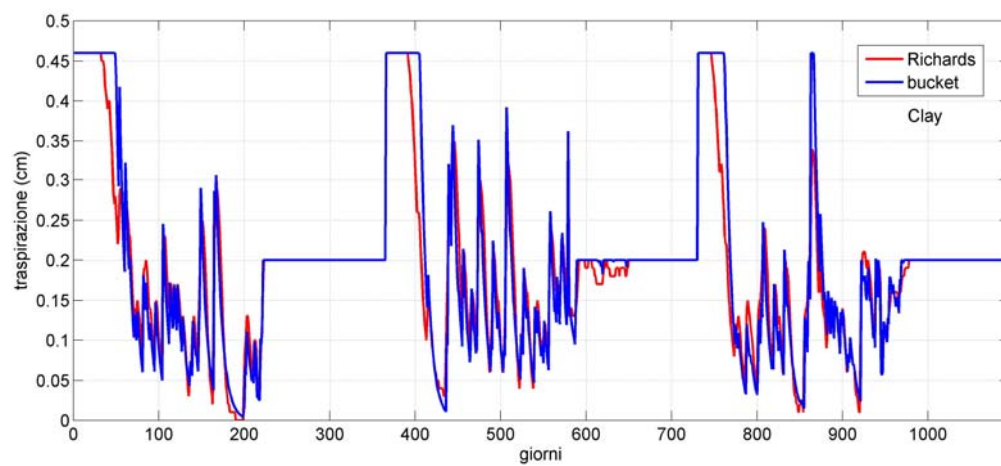
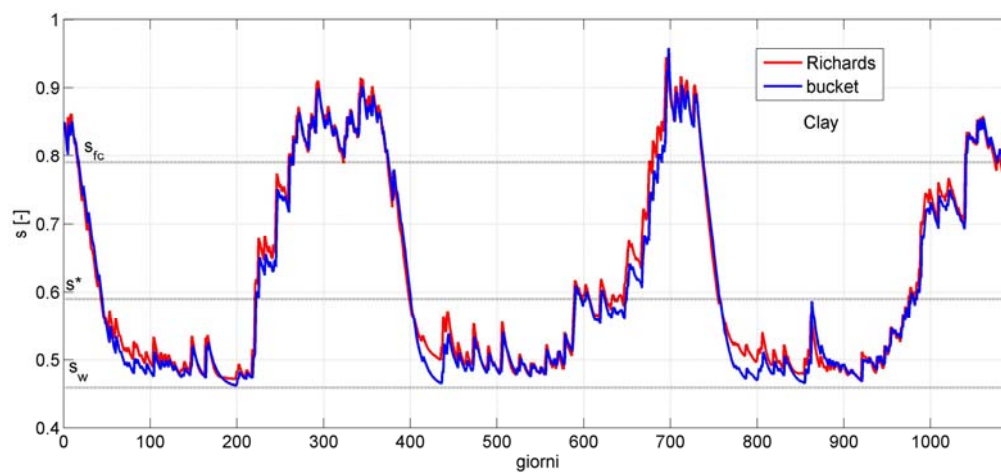
Allegato B2- Suolo loamy sand, con  $s_{fc}$  determinato con il metodo B



Allegato B3- Suolo clay, con  $s_{fc}$  determinato con il metodo A

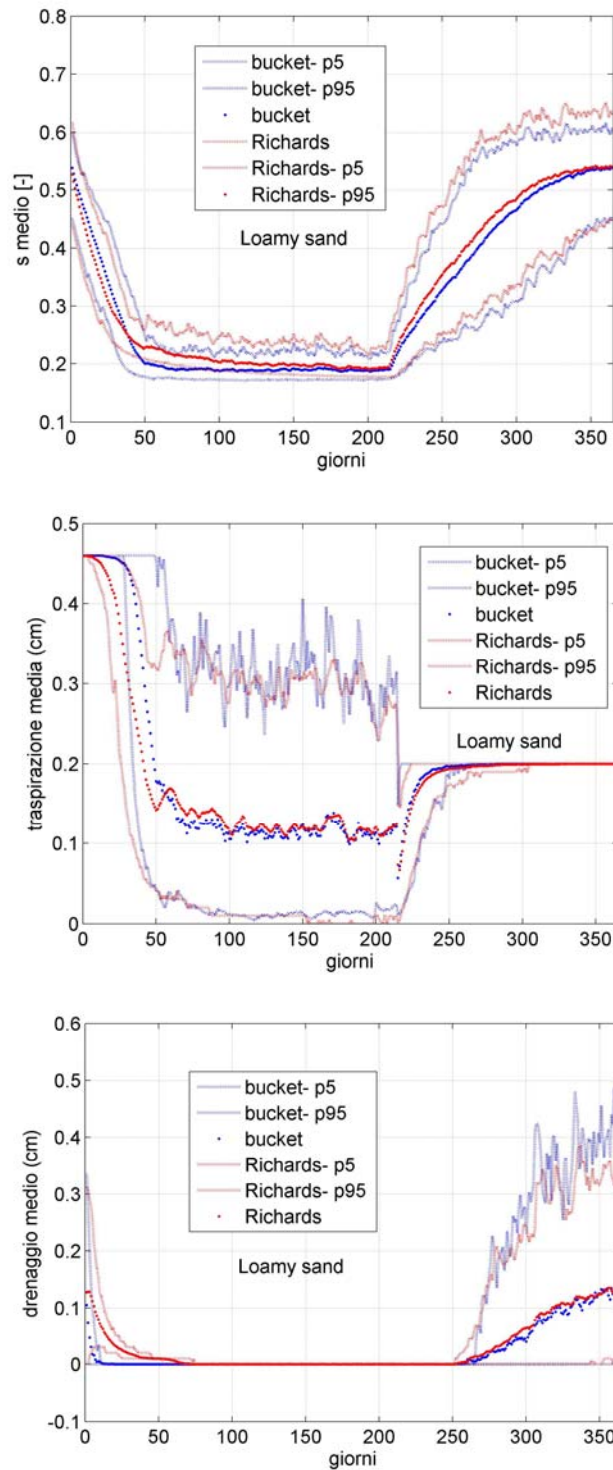


Allegato B4- Suolo clay, con  $s_{fc}$  determinato con il metodo B

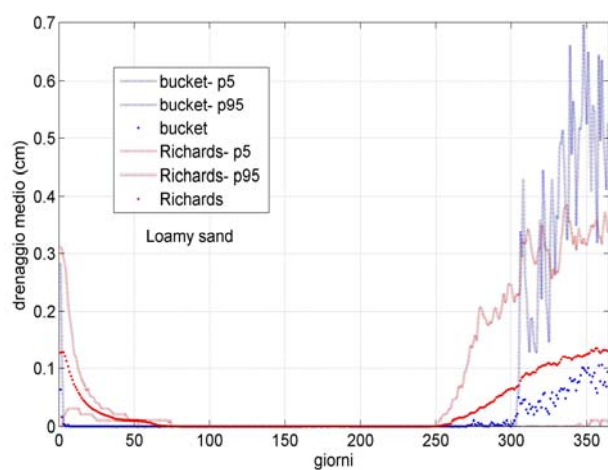
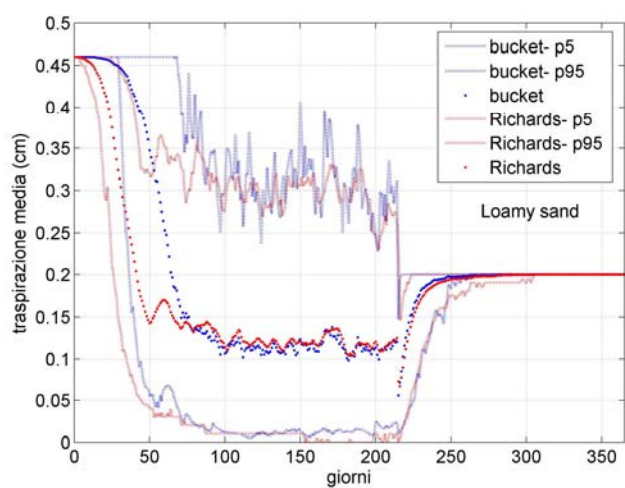
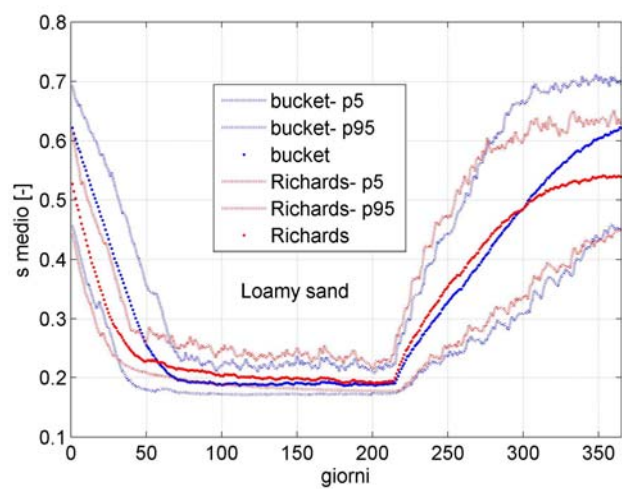


**Allegato C- Andamento temporale giornaliero medio del grado di saturazione ( $s$ ), della traspirazione e del drenaggio per le 100 simulazioni.**

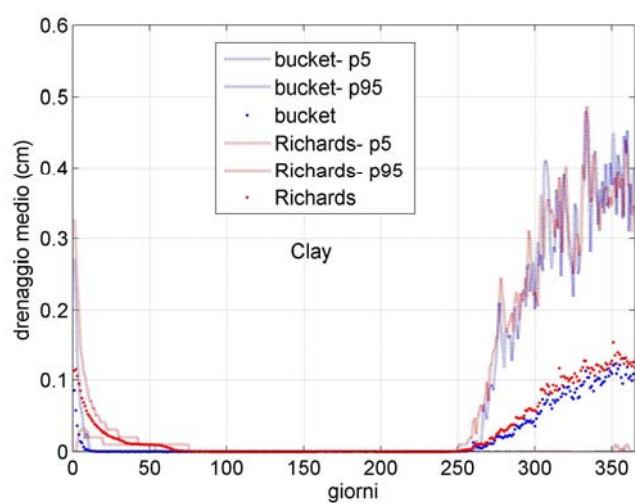
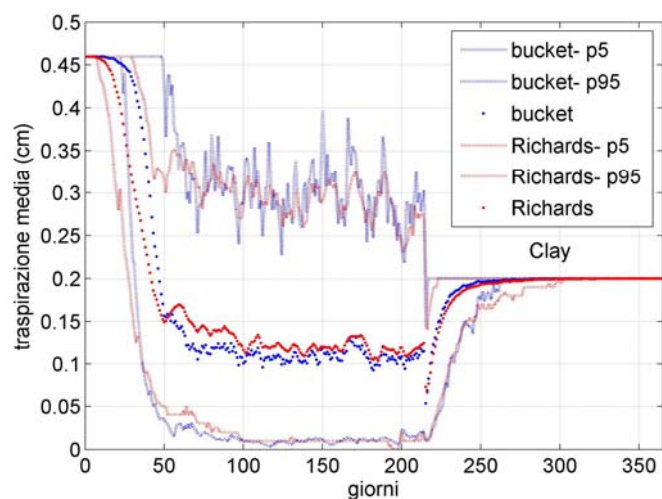
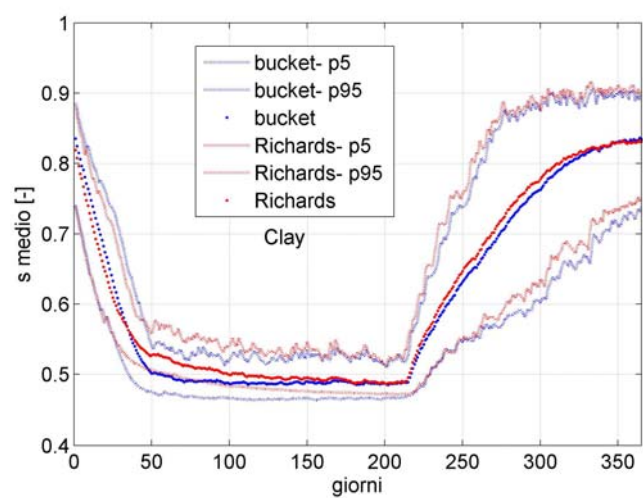
Allegato C1- Suolo loamy sand, con  $s_{fc}$  determinato con il metodo A



Allegato C2- Suolo *loamy sand*, con  $s_{fc}$  determinato con il metodo B

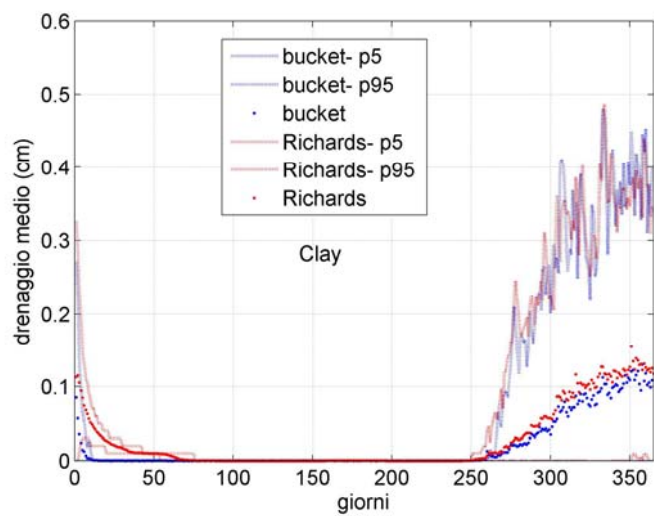
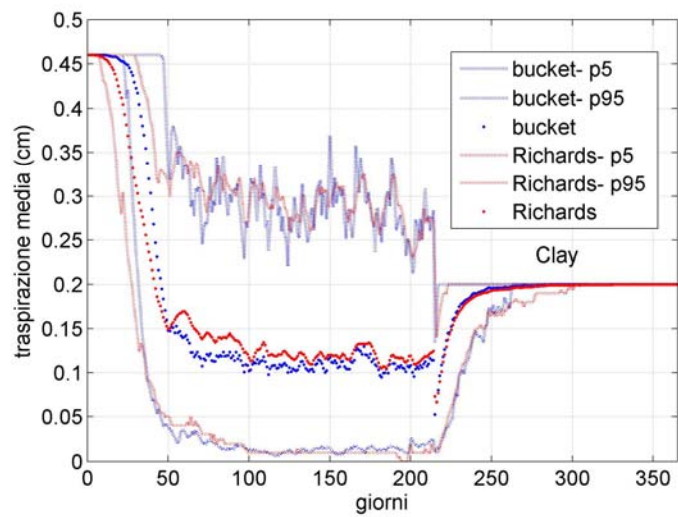
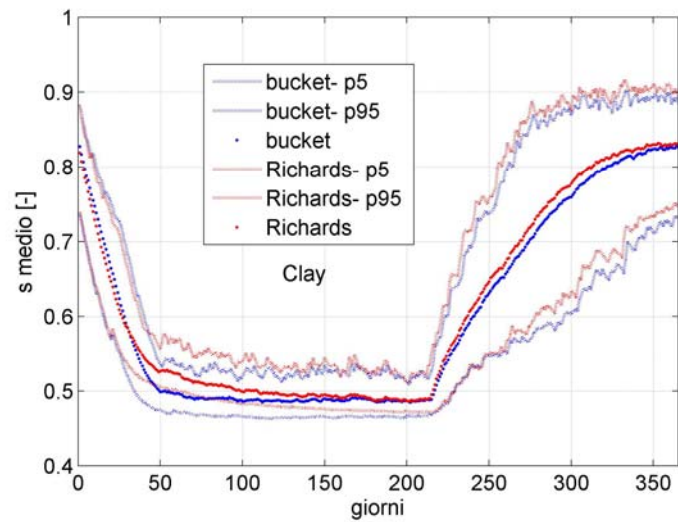


Allegato C3- Suolo *clay*, con  $s_{fc}$  determinato con il metodo A





Allegato C4- Suolo *clay*, con  $s_{fc}$  determinato con il metodo B



**Allegato D- Confronto quantitativo tra il modello bucket e il modello Richards nel predire il grado di saturazione, la traspirazione e il drenaggio attraverso gli indici statistici.**

Tabella D1- Suolo loamy sand, con  $s_{fc}$  determinato con il metodo A

|  | Grado di saturazione [-] |         |         | Traspirazione (cm/giorno) |          |          | drenaggio (cm/giorno) |          |         |
|--|--------------------------|---------|---------|---------------------------|----------|----------|-----------------------|----------|---------|
|  | annuale                  | RV      | FD      | annuale                   | RV       | FD       | annuale               | RV       | FD      |
| Media bucket                                   | 3.1E-01                  | 2.3E-01 | 4.2E-01 | 1.9E-01                   | 1.9E-01  | 1.9E-01  | 1.9E-02               | 1.4E-03  | 4.4E-02 |
| Media Richards                                 | 3.2E-01                  | 2.3E-01 | 4.4E-01 | 1.8E-01                   | 1.8E-01  | 1.9E-01  | 2.9E-02               | 1.0E-02  | 5.6E-02 |
| R (coefficiente di correlazione)               | 9.9E-01                  | 9.8E-01 | 9.9E-01 | 9.2E-01                   | 9.2E-01  | 9.4E-01  | 7.8E-01               | 6.3E-01  | 7.8E-01 |
| ME (Mean Error)                                | 1.0E-02                  | 6.2E-03 | 1.7E-02 | -6.7E-03                  | -1.0E-02 | -2.1E-03 | 9.9E-03               | 8.7E-03  | 1.2E-02 |
| RMSE (Root Mean Square Error)                  | 2.4E-02                  | 2.2E-02 | 2.7E-02 | 4.8E-02                   | 6.2E-02  | 1.1E-02  | 4.6E-02               | 2.4E-02  | 6.5E-02 |
| MaxAE (Maximum absolute Error)                 | 1.8E-01                  | 1.8E-01 | 1.7E-01 | 3.4E-01                   | 3.4E-01  | 2.5E-01  | 1.3E+00               | 4.0E-01  | 1.3E+00 |
| MAE (Mean Absolute Error)                      | 1.9E-02                  | 1.6E-02 | 2.1E-02 | 2.4E-02                   | 3.9E-02  | 3.8E-03  | 1.9E-02               | 9.1E-03  | 3.2E-02 |
| RMAE % (Relative Mean Absolute Error)          | 5.8E+00                  | 7.1E+00 | 4.9E+00 | 1.3E+01                   | 2.2E+01  | 2.0E+00  | 6.5E+01               | 9.0E+01  | 5.8E+01 |
| E, coefficiente di efficienza (NASH-Sutcliffe) | 9.7E-01                  | 9.4E-01 | 9.5E-01 | 8.4E-01                   | 8.4E-01  | 8.7E-01  | 5.6E-01               | -1.7E+00 | 5.9E-01 |



Tabella D2- Suolo loamy sand, con  $s_{fc}$  determinato con il metodo B

|  | Grado di saturazione [-] |          |          | Traspirazione (cm/giorno) |          |          | drenaggio (cm/giorno) |          |          |
|--|--------------------------|----------|----------|---------------------------|----------|----------|-----------------------|----------|----------|
|  | annuale                  | RV       | FD       | annuale                   | RV       | FD       | annuale               | RV       | FD       |
| Media bucket                                   | 3.3E-01                  | 2.5E-01  | 4.4E-01  | 2.0E-01                   | 2.0E-01  | 1.9E-01  | 1.1E-02               | 4.0E-04  | 2.5E-02  |
| Media Richards                                 | 3.2E-01                  | 2.3E-01  | 4.4E-01  | 1.8E-01                   | 1.8E-01  | 1.9E-01  | 2.9E-02               | 1.0E-02  | 5.6E-02  |
| R (coefficiente di correlazione)               | 9.5E-01                  | 9.4E-01  | 9.6E-01  | 8.4E-01                   | 8.4E-01  | 9.4E-01  | 4.0E-01               | 1.8E-01  | 4.0E-01  |
| ME (Mean Error)                                | -1.3E-02                 | -1.6E-02 | -8.1E-03 | -1.8E-02                  | -2.9E-02 | -2.1E-03 | 1.8E-02               | 9.7E-03  | 3.1E-02  |
| RMSE (Root Mean Square Error)                  | 5.6E-02                  | 5.9E-02  | 5.2E-02  | 7.2E-02                   | 9.4E-02  | 1.1E-02  | 8.3E-02               | 3.1E-02  | 1.2E-01  |
| MaxAE (Maximum absolute Error)                 | 2.0E-01                  | 2.0E-01  | 1.8E-01  | 4.2E-01                   | 4.2E-01  | 2.5E-01  | 2.6E+00               | 1.3E+00  | 2.6E+00  |
| MAE (Mean Absolute Error)                      | 3.6E-02                  | 3.4E-02  | 3.9E-02  | 3.3E-02                   | 5.3E-02  | 3.8E-03  | 2.9E-02               | 1.0E-02  | 5.6E-02  |
| RMAE % (Relative Mean Absolute Error)          | 1.1E+01                  | 1.4E+01  | 8.8E+00  | 1.8E+01                   | 3.0E+01  | 2.0E+00  | 1.0E+02               | 1.0E+02  | 1.0E+02  |
| E, coefficiente di efficienza (NASH-Sutcliffe) | 8.9E-01                  | 7.7E-01  | 8.9E-01  | 6.8E-01                   | 6.8E-01  | 8.7E-01  | -7.0E-02              | -4.1E+00 | -2.2E-02 |

Tabella D3- Suolo clay, con  $s_{fc}$  determinato con il metodo A

|  | Grado di saturazione [-] |         |         | Traspirazione (cm/giorno) |          |          | drenaggio (cm/giorno) |          |         |
|--|--------------------------|---------|---------|---------------------------|----------|----------|-----------------------|----------|---------|
|  | annuale                  | RV      | FD      | annuale                   | RV       | FD       | annuale               | RV       | FD      |
| Media bucket                                   | 6.0E-01                  | 5.2E-01 | 7.2E-01 | 1.8E-01                   | 1.8E-01  | 1.9E-01  | 1.9E-02               | 1.2E-03  | 4.5E-02 |
| Media Richards                                 | 6.1E-01                  | 5.3E-01 | 7.3E-01 | 1.8E-01                   | 1.8E-01  | 1.9E-01  | 2.8E-02               | 8.2E-03  | 5.5E-02 |
| R (coefficiente di correlazione)               | 9.9E-01                  | 9.8E-01 | 9.9E-01 | 9.4E-01                   | 9.4E-01  | 9.4E-01  | 8.7E-01               | 6.8E-01  | 8.6E-01 |
| ME (Mean Error)                                | 9.4E-03                  | 7.2E-03 | 1.3E-02 | -9.0E-04                  | -2.0E-04 | -2.0E-03 | 8.4E-03               | 7.0E-03  | 1.0E-02 |
| RMSE (Root Mean Square Error)                  | 2.0E-02                  | 1.8E-02 | 2.2E-02 | 4.1E-02                   | 5.3E-02  | 1.0E-02  | 4.1E-02               | 1.8E-02  | 5.9E-02 |
| MaxAE (Maximum absolute Error)                 | 1.7E-01                  | 1.7E-01 | 1.2E-01 | 3.1E-01                   | 3.1E-01  | 2.4E-01  | 1.9E+00               | 4.9E-01  | 1.9E+00 |
| MAE (Mean Absolute Error)                      | 1.5E-02                  | 1.4E-02 | 1.6E-02 | 2.1E-02                   | 3.3E-02  | 3.6E-03  | 1.5E-02               | 7.4E-03  | 2.5E-02 |
| RMAE % (Relative Mean Absolute Error)          | 2.4E+00                  | 2.6E+00 | 2.2E+00 | 1.2E+01                   | 1.9E+01  | 1.9E+00  | 5.3E+01               | 9.0E+01  | 4.6E+01 |
| E, coefficiente di efficienza (NASH-Sutcliffe) | 9.8E-01                  | 9.5E-01 | 9.7E-01 | 8.8E-01                   | 8.8E-01  | 8.9E-01  | 7.0E-01               | -1.3E+00 | 7.0E-01 |

Tabella D4- Suolo clay, con  $s_{fc}$  determinato con il metodo B

|  | Grado di saturazione [-] |         |         | Traspirazione (cm/giorno) |          |          | drenaggio (cm/giorno) |          |         |
|--|--------------------------|---------|---------|---------------------------|----------|----------|-----------------------|----------|---------|
|  | annuale                  | RV      | FD      | annuale                   | RV       | FD       | annuale               | RV       | FD      |
| Media bucket                                   | 6.0E-01                  | 5.2E-01 | 7.2E-01 | 1.8E-01                   | 1.8E-01  | 1.9E-01  | 1.9E-02               | 1.2E-03  | 4.5E-02 |
| Media Richards                                 | 6.1E-01                  | 5.3E-01 | 7.3E-01 | 1.8E-01                   | 1.8E-01  | 1.9E-01  | 2.8E-02               | 8.2E-03  | 5.5E-02 |
| R (coefficiente di correlazione)               | 9.9E-01                  | 9.8E-01 | 9.9E-01 | 9.4E-01                   | 9.4E-01  | 9.4E-01  | 8.7E-01               | 6.8E-01  | 8.6E-01 |
| ME (Mean Error)                                | 9.4E-03                  | 7.2E-03 | 1.3E-02 | -9.4E-04                  | -2.0E-04 | -2.0E-03 | 8.4E-03               | 7.0E-03  | 1.0E-02 |
| RMSE (Root Mean Square Error)                  | 2.0E-02                  | 1.8E-02 | 2.2E-02 | 4.1E-02                   | 5.3E-02  | 1.0E-02  | 4.1E-02               | 1.8E-02  | 5.9E-02 |
| MaxAE (Maximum absolute Error)                 | 1.7E-01                  | 1.7E-01 | 1.2E-01 | 3.1E-01                   | 3.1E-01  | 2.4E-01  | 1.9E+00               | 4.9E-01  | 1.9E+00 |
| MAE (Mean Absolute Error)                      | 1.5E-02                  | 1.4E-02 | 1.6E-02 | 2.1E-02                   | 3.3E-02  | 3.6E-03  | 1.5E-02               | 7.4E-03  | 2.5E-02 |
| RMAE % (Relative Mean Absolute Error)          | 2.4E+00                  | 2.6E+00 | 2.2E+00 | 1.2E+01                   | 1.9E+01  | 1.9E+00  | 5.3E+01               | 9.0E+01  | 4.6E+01 |
| E, coefficiente di efficienza (NASH-Sutcliffe) | 9.8E-01                  | 9.5E-01 | 9.7E-01 | 8.8E-01                   | 8.8E-01  | 8.9E-01  | 7.0E-01               | -1.3E+00 | 7.0E-01 |